

THÈSES

présentées pour obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

par

Jacques GROLIER

PREMIÈRE THÈSE :

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE GÉOLOGIQUE
DES SÉRIES CRISTALLOPHYLLIENNES INVERSES
DU MASSIF CENTRAL FRANÇAIS :
LA SÉRIE DE LA SIOULE
(Puy-de-Dôme, Allier)

DEUXIÈME THÈSE :

Contribution à l'étude géologique du sillon houiller,
entre Saint-Eloy-les-Mines et Saint-Priest-des-Champs (Puy-de-Dôme)

Soutenues publiquement le 1^{er} avril 1965 devant la Commission d'examen

MM. M. ROQUES	Président
P. LAPADU-HARGUES	} Examineurs
J.-M. PETERLONGO	
C.-E. WEGMANN	} Invités
G. WATERLOT	



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546610_0017

THÈSES

présentées pour obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

par

Jacques GROLIER

PREMIÈRE THÈSE :

**CONTRIBUTION A L'ÉTUDE GÉOLOGIQUE
DES SÉRIES CRISTALLOPHYLLIENNES INVERSES
DU MASSIF CENTRAL FRANÇAIS :
LA SÉRIE DE LA SIOULE
(Puy-de-Dôme, Allier).**

DEUXIÈME THÈSE :

**Contribution à l'étude géologique du sillon houiller, entre Saint-Eloy-les-Mines
et Saint-Priest-des-Champs (Puy-de-Dôme).**

Vu et approuvé :

Clermont-Ferrand, le 26 février 1965.
Le Doyen de la Faculté des Sciences,

M. ROQUES

*Vu
et permis d'imprimer :*

Le Recteur de l'Académie de
Clermont-Ferrand,
E. LAPALUS

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE CLERMONT-FERRAND

PROFESSEURS

<i>Doyen</i>	M. ROQUES
<i>Premier assesseur</i>	J. SAUREL
<i>Deuxième assesseur</i>	G. RAOULT

MM.

DUBOIS E.	Physique.
HOVASSE R.	Zoologie générale et appliquée.
RAMBAUD R.	Chimie.
BLANC E.	Mécanique rationnelle.
ROQUES M.	Géologie. Minéralogie.
LAPADU-HARGUES P.	Minéralogie.
TRUFFAULT R.	Chimie organique.
LUTZ H.	Biologie animale.
RAOULT G.	Physique.
CHAMPAGNAT P.	Physiologie végétale.
DUPLESSIS-KERGOMARD A.	Chimie P.C.B.
KRASNER M.	Algèbre supérieure.
AVAN L.	Physique expérimentale.
PARIAUD J.-C.	Chimie physique.
M ^{me} HENNEQUIN F.	Mathématiques.
M ^{lle} BERTHET G.	Physique.

MM.

LOISEAU J.	Botanique pure et appliquée.
COMBE R.	Physique.
DE PUYTORAC P.	Biologie. Zoologie.
M ^{me} AVAN M.	Physique.
M ^{lle} DONDON M.-L.	Chimie physique.

MM.

DELOST P.	Physiologie animale.
SAUREL J.	Physique.
VIALARD A.	Chimie physique.
N.	Chimie minérale.

PROFESSEUR ASSOCIÉ

BALANZAT M.	Mathématiques.
------------------	----------------

MAITRES DE CONFÉRENCES

PETERLONGO J.-M.	Géologie. Professeur sans chaire.
VESSIERE R.	Chimie. Professeur sans chaire.
BATHIER M.	Physique. Professeur sans chaire.
GUILLAUME M.	Mathématiques. Professeur sans chaire.
MAISONNEUVE J.	Géologie appliquée.
PHAM TAN HOANG.	Mathématiques.
CAPESTAN M.	Chimie générale.
MARTINET P.	Chimie.
HENNEQUIN P.	Mathématiques.
ROCHE J.-E.	Physique.
BAILLAUD L.	Botanique. Professeur sans chaire.
THOMAS J.	Physique.
LENOIR M.	Mathématiques.
FALGAS M.	Mathématiques.
M ^{lle} DUCHER S.	Chimie. Professeur sans chaire.

MM.

BERNARD M.	Physique.
-----------------	-----------

MAITRE DE CONFÉRENCES ASSOCIÉ

MICALI A.	Mathématiques.
----------------	----------------

ATTACHÉE PRINCIPALE

M ^{me} CHOPART.

**MÉMOIRES
DU
B. R. G. M.**

Contribution à l'étude géologique
des séries cristallophylliennes inverses
du Massif Central français :

La série de la Sioule
(Puy-de-Dôme, Allier)

Jacques GROLIER

N°64

ÉDITIONS B. R. G. M.

74, rue de la Fédération, Paris-XV^e



AVANT-PROPOS

C'est au cours de l'hiver 1958-1959 que M. le Professeur M. ROQUES informait le géologue d'industrie que j'étais alors, de la vacance du poste de Chef de Travaux Pratiques à l'Ecole des Mines de Saint-Etienne et dès avril 1959, M. l'Ingénieur Général des Mines L. NELTNER m'offrait de venir dans la cité stéphanoise. Ainsi devait se trouver infléchie vers l'enseignement une carrière orientée tout d'abord vers la géologie appliquée. M. le Professeur M. ROQUES me proposa comme sujet de thèse l'étude de la série cristallophyllienne de la Sioule. En octobre 1963, appelé par M. le Professeur G. WATERLOT, j'étais nommé maître-assistant à la Faculté des Sciences de Lille.

Au cours de mon travail, j'ai pu bénéficier de conseils, d'appuis et d'encouragements. J'ai maintenant l'agréable devoir d'adresser mes remerciements :

— à M. le Doyen M. ROQUES, mon maître et mon directeur de thèse ;

— à M. le Professeur P. FOURMARIER, Professeur émérite de l'Université de Liège ; je n'oublie pas son accueil d'une extrême gentillesse lorsque j'allais lui présenter quelques échantillons à Bruxelles en 1964 ;

— à M. le Professeur C.-E. WEGMANN, de l'Université de Neuchâtel. J'ai profité de son enseignement tout d'abord lors d'un stage à Neuchâtel, puis à Tournon durant un autre stage organisé par M. le Professeur R. MICHEL, de l'Université de Grenoble ; enfin, en octobre 1962, sur mon terrain de thèse, où il voulut bien me donner son opinion et ses conseils ;

— à M. l'Ingénieur Général L. NELTNER, Directeur de l'Ecole des Mines de Saint-Etienne, dont la bienveillance à mon égard tout au long de mon séjour à Saint-Etienne fut une aide précieuse ;

— à M. le Professeur G. WATERLOT, qui, en me proposant un poste à Lille, a donné un élan nouveau à mon entreprise et n'a pas peu contribué à me la faire mener à son terme ;

— à M. le Professeur P. LAPADU-HARGUES, de l'Université de Clermont-Ferrand, qui voulut bien, en diverses occasions, porter de l'intérêt à mes travaux ;

— à M. le Professeur J. LETOURNEUR, de l'Ecole des Mines de Saint-Etienne qui, au cours d'une fréquentation quotidienne et amicale de plusieurs années, me donna l'exemple d'une admirable agilité d'esprit jointe à la plus parfaite rigueur d'expression ;

— à MM. les Professeurs M. CHENEVOY et J.-M. PETERLONGO dont l'esprit critique m'obligea en diverses occasions à examiner certains problèmes avec une attention particulière ;

— à M. J. RICHARD, agrégé de l'Université, qui m'a très aimablement guidé en 1959 sur les principaux affleurements de la série de la Sioule ;

— aux participants de l'excursion d'octobre 1962 sur la série de la Sioule, notamment à M. A. BLANCHOT, Chef du Département Géologie au Bureau des Recherches Géologiques et Minières (B. R. G. M.) qui a bien voulu me ménager toutes les facilités pour une mission, financée par le B. R. G. M., en Mauritanie où j'ai pu, en février 1963, examiner la fameuse « série d'Akjoujt » et comparer le problème qu'elle posait alors au problème de l'inversion des zones en Bourbonnais ;

— à MM. HAUSKNECHT et SCANVIC qui, lors d'un stage de quelques jours que j'effectuais à l'Institut Français du Pétrole, m'initierent à certaines techniques de l'interprétation photogéologique ;

— à M^{lle} A. DE ROSEN, qui a bien voulu me tenir au courant de ses travaux sur le massif d'Echassières ;

— à mes amis F.-H. FORESTIER, J. DIDIER et J. LAMEYRE, avec qui j'eus de nombreux échanges de vue pour moi très profitables ;

— à M. LENOBLE, chef du Service géologique du Commissariat à l'Energie Atomique (C. E. A.) et à ses collaborateurs MM. RIVERON et RAOUL, Ingénieurs Géologues, pour diverses informations cartographiques ;

— à MM. A. LEBLANC et M. PROUVOT qui ont réalisé une grande partie de l'illustration, respectivement pour les photographies et les cartes ;

— à M^{lle} F. MICHAUD, dont l'aide me fut précieuse dans la préparation de cet ouvrage ;

— à ma famille enfin, pour la tranquillité paisible qu'elle m'a offerte tout au long de la lente maturation de ma thèse, alors qu'elle eût mérité une existence moins austère ;

— à mon frère Maurice J. GROLIER (U. S. Geological Survey). Son expérience d'autres méthodes et d'un autre continent me furent utiles et plusieurs de ses avis eurent la marque d'une grande clairvoyance.

Que tous veuillent bien croire en ma très vive et affectueuse gratitude.

Les levés géologiques ont été effectués en une dizaine de séjours répartis sur six années. Les travaux de laboratoire, largement commencés à l'Ecole des Mines de Saint-Etienne, se sont poursuivis à partir d'octobre 1963 à la Faculté des Sciences de Lille et, au cours de l'été 1964, à la Faculté des Sciences de Clermont-Ferrand. Les lames minces ont été réalisées par MM. CONSTANT à Lille, LAVAURE à Clermont-Ferrand et RENAUDIE à Saint-Etienne.

Les frais matériels de recherche ont été supportés par le Service de la Carte géologique de la France, par le Centre National de la Recherche Scientifique et par la Fondation des Industries minières et métallurgiques auprès de l'Ecole des Mines de Saint-Etienne.

Saint-Etienne - Lille, avril 1959 - janvier 1965.

Depuis la rédaction de cet ouvrage en 1964-1965, plusieurs chercheurs ont publié les résultats des travaux qu'ils ont effectués sur cette région.

On trouvera sous forme de notes infrapaginales de très brefs résumés de leurs conceptions. Les références nouvelles sont incluses dans la liste bibliographique.

Orléans, juin 1970.

Chapitre I

Introduction

I. INTRODUCTION GÉOGRAPHIQUE ET GÉOMORPHOLOGIQUE

1. Localisation géographique

Le territoire dont la description géologique régionale est l'objet principal de cet ouvrage, a une surface d'environ 1 200 kilomètres carrés (fig. 1). Sa forme est celle d'un polygone dont le point central est voisin de la localité de Lalizolle située par 3° est du méridien international et 46° 9' de latitude nord. Son pourtour est jalonné par les localités suivantes : Saint-Pourçain-sur-Sioule, Tréban, Le Montet, Montmarault, Montaigut-en-Combrailles, Gouttières, Châteauneuf-les-Bains, Charbonnières-les-Vieilles, Champs, Gannat.

Cette région est située entre la Limagne du Bourbonnais et la Limagne d'Auvergne d'une part, régions naturelles se trouvant à l'Est, et la ligne le Montet-Gouttières d'autre part, qui suit à peu près la dépression, à peine sensible en bien des endroits, du grand Sillon houiller, accident géologique majeur du Massif Central français.

On se trouve là sur deux départements : au Nord celui de l'Allier, au Sud celui du Puy-de-Dôme et, par le fait même, sur les marches des anciennes provinces du Bourbonnais et de l'Auvergne. Ce découpage administratif, hérité de l'Histoire, ne suit généralement pas les limites naturelles.

2. Géomorphologie

a) RELIEF

L'allure générale du relief est celle d'une pénéplaine entaillée par le réseau hydrographique. Les altitudes vont de 774 mètres au signal de La Bosse, point culminant de toute la région, jusqu'à 270 mètres, altitude de la Bouble à Chantelle. Les fonds de vallées exceptés, les altitudes sont en général relativement élevées au Sud de La Bosse : par exemple 719 mètres près de Saint-Christine, 672 mètres entre Pouzol et Saint-Pardoux, 590 mètres près de Champs. Au Nord de La Bosse au contraire, les altitudes maximales sont nettement inférieures : 464 mètres près du Theil, 441 mètres près de Chirat-l'Eglise. On peut ainsi distinguer un ensemble de « hautes terres », situées au Sud et un plateau de moindre altitude situé au Nord. Le passage d'une région à l'autre se fait immédiatement au Nord des hauteurs de La Bosse, bien nommée, sans qu'il y ait de coupure brutale, de sorte que l'on peut supposer l'existence, ici comme dans le Morvan (J. BEAUJEU-GARNIER, 1951), de deux surfaces d'érosion se recoupant.

D'autres éléments apportent de la variété au relief. Le réseau hydrographique, profondément enfoncé dans les « hautes terres » de la région méridionale, entaille bien moins les plateaux septentrionaux. Il s'y ajoute l'influence de la tectonique et de l'érosion différentielle. Même un œil non averti distingue sans

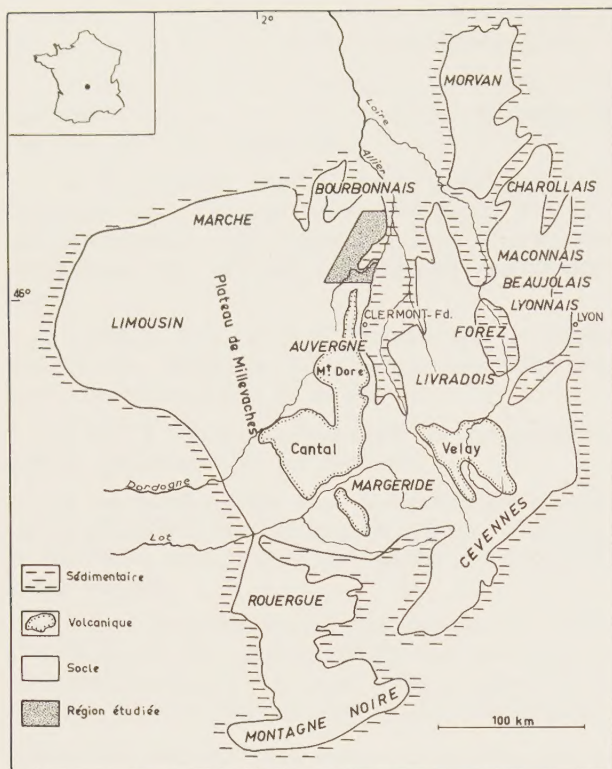


FIG. 1. — Situation de la région étudiée.

peine sur la carte orohydrographique, feuille Moulins au 1/200 000, et mieux encore sur l'édition en relief, les buttes témoins oligocènes du bassin d'Ebreuil et de la bordure de la Limagne, ainsi que le Sillon houiller (fig. 2). Enfin le bassin d'Ebreuil forme lui-même une dépression au milieu des plateaux cristallins. Il contraste notamment avec les collines de Jenzat qui le séparent de la Limagne.

b) LE RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

Le principal cours d'eau de la région est la Sioule, affluent de l'Allier dans laquelle elle se jette à 7 kilomètres au Nord de Saint-Pourçain. Les autres grands collecteurs sont, au Sud la Morge, affluent direct de l'Allier, au Nord la Bouble, affluent de la Sioule dans laquelle elle se jette, à 2,5 kilomètres au Sud de Saint-Pourçain. Les ruisseaux Gaduet et Douzeneau drainent la région entre Tréban et Saint-Pourçain. Ce sont des affluents de la Sioule, au même titre que la Bouble, mais d'importance mineure.

Quelques faits remarquables caractérisent le réseau hydrographique de cette région. Un premier point est l'enfoncement de la Sioule et, à un moindre degré, celui de la Bouble et de la Morge. La profondeur de la vallée de la Sioule est, par exemple, de l'ordre de

200 mètres à la traversée du massif microgranitique de Pouzol-Servant. L'enfoncement de la vallée de la Bouble est de 80 mètres près de Chirat-l'Eglise et de 150 mètres dans le bassin de Saint-Eloy-les-Mines. Quant à la vallée de la Morge, elle est profonde d'environ 150 mètres au Sud de Saint-Hilaire-la-Croix. La surimposition du réseau hydrographique est attestée par les classiques méandres encaissés de la Sioule à Châteauneuf-les-Bains et près du Pont de Menat.

Un second point est la disposition rectiligne de certaines portions du cours de la Sioule et de ses affluents. Pour son interprétation géologique, il sera fait appel dès à présent à certaines observations consignées au chapitre Tectonique. Dans sa traversée du horst de Jenzat, la Sioule dessine deux inflexions significatives : alors qu'elle se dirige en moyenne vers le Nord-Est, elle s'infléchit une première fois vers le Nord, près de Saint-Bonnet-de-Rochefort, puis une seconde fois entre Bègues et Jenzat. A la première inflexion, la Sioule emprunte le tracé de la faille dite de Saint-Bonnet-de-Rochefort, qui délimite à l'Ouest le horst de Jenzat. La seconde inflexion est due à ce que la Sioule emprunte, entre Neuviel et Vauvernier, le tracé d'une faille importante, dite faille de Neuviel, qui découpe longitudinalement le horst de Jenzat en deux parties sensiblement égales. La carte orohydrographique (fig. 2) montre que plusieurs ruisseaux s'alignent de façon significative avec le tronçon Neuviel-Vauvernier de la vallée de la Sioule : ce sont, au Nord de la Sioule, le ruisseau Lard entre Ussel-d'Allier et Fourilles, avec son affluent le ruisseau d'Ussel-d'Allier, puis le ruisseau de Cesset et enfin le petit affluent du ruisseau Gaduet au Sud de Bransat ; au Sud de la Sioule, le ruisseau de Neuviel. La dépression de Saint-Agoulin se situe elle aussi dans le prolongement méridional de la faille de Neuviel. De plus, le cours de la Sioule entre Brout-Vernet et le confluent avec l'Allier, est parallèle à la faille de Neuviel. Ces particularités de l'hydrographie sont en relation directe avec la tectonique cassante oligocène et postoligocène, responsable de l'effondrement du bassin d'Ebreuil et de la Limagne.

On remarque d'autre part la direction N.NE-S.SW du haut cours de la Bouble qui longe le Sillon houiller. Au Nord de Vernusse, les ruisseaux de Venant et de la Courtine, l'un et l'autre affluent de la Bouble, ont la même direction, déterminée peut-être par une faille parallèle au Sillon houiller.

Enfin, le cours de la Bouble fait un coude aux Deux Aigues, entre Vernusse et Target. On pense immédiatement à une capture possible et l'on peut formuler l'hypothèse qu'une ancienne Bouble au trajet tout entier parallèle au Sillon houiller se serait jetée directement dans l'Allier, dans la région de Moulins. Cette ancienne Bouble aurait été captée par un affluent de la Sioule, vers la fin de l'époque

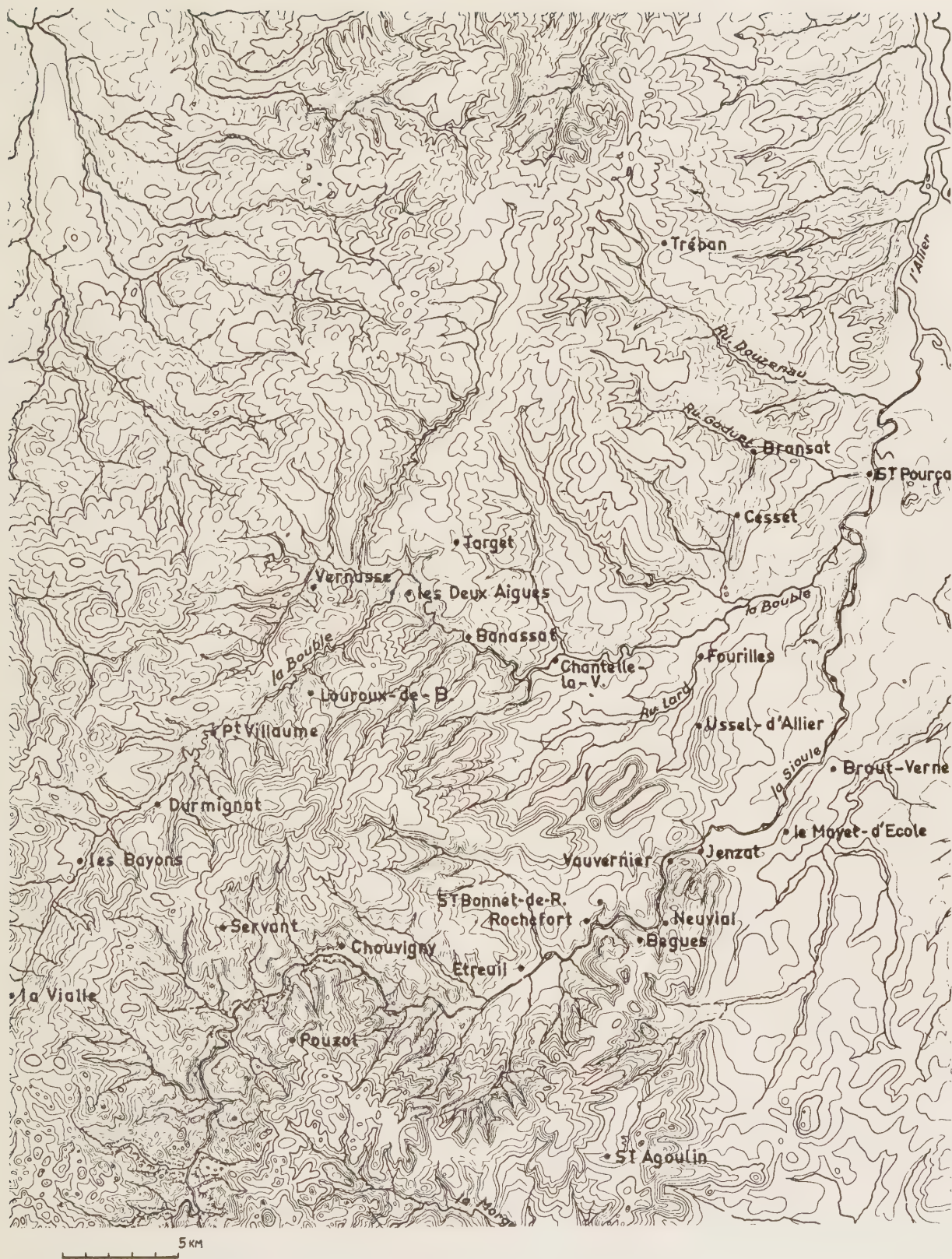


FIG. 2. — Fac-similé de la carte orohydrographique, feuille Moulins, Institut Géographique National (en surcharge : les noms de cours d'eau et la toponymie).

pliocène, lors de l'abaissement du niveau de base de l'Allier. On pourra rechercher plus tard la confirmation de cette hypothèse dans l'étude stratigraphique des dépôts de surface qui s'étendent sur une grande partie du Bourbonnais, notamment sur la feuille Montmarault de la carte au 1/50 000.

La part des phénomènes tectoniques et celle de l'érosion différentielle dans l'établissement du réseau hydrographique peut se préciser en transposant à l'échelon local la technique mise en œuvre en U. R. S. S. par MESCHERJAKOV et FIL'KIN (1960) dans la vaste région comprise entre Moscou et la mer Baltique. Utilisant les cartes topographiques existantes (cartes au 1/50 000, type M), on a calculé la pente des cours d'eau de la région étudiée, pour un certain nombre de tronçons dont la longueur a été choisie de façon plus ou moins arbitraire, selon les variations lithologiques et surtout selon l'espacement des points cotés.

Les affluents ont généralement des valeurs de pente relativement élevées (supérieures à 1 000 cm/km), qui résultent de l'enfoncement récent du réseau hydrographique. Par contre, la Sioule et la Bouble présentent des variations de pente, révélatrices selon le cas de la lithologie des terrains traversés, de la tectonique ou de l'histoire du réseau hydrographique lui-même.

La pente moyenne de la Sioule sur les 9 kilomètres de son parcours en amont du massif microgranitique de Pouzol-Servant (carte géologique hors texte) est d'environ 455 centimètres par kilomètre. La rivière traverse alors exclusivement des terrains cristallophyliens. L'entrée dans le massif microgranitique se traduit par une pente soudain plus élevée (1 111 cm/km pour les 1 800 premiers mètres) ; le reste du parcours dans ce massif, soit jusqu'à Chouvigny, se fait avec une pente plus proche de la valeur initiale : 571 centimètres par kilomètre. Deux faits peuvent être invoqués pour expliquer la valeur anormalement élevée de la pente : d'une part l'érosion différentielle (mais celle-ci ne peut suffire à expliquer la différence de pente entre le début et la fin du parcours dans le massif microgranitique), d'autre part la faille limite ouest du massif de Pouzol-Servant. La valeur anormalement élevée de la pente de la Sioule au voisinage de cette faille, suggère que des mouvements tectoniques se sont produits lors de l'enfoncement du réseau hydrographique.

En aval de Chouvigny, la Sioule s'écoule plus tranquillement. Il lui faut plus de 14 kilomètres soit jusqu'à Rochefort, près de Saint-Bonnet-de-Rochefort, pour descendre de 20 mètres. La pente correspondante est de 138 centimètres par kilomètre. Enfin, entre Rochefort et le Mayet-de-Montagne, situé 12 kilomètres en aval, la pente est de 166 centimètres par kilomètre. Cette accentuation relative de la pente

coïncide avec la traversée du horst cristallin de Jenzat, entre les plaines d'Ebreuil et de la Limagne.

La pente de la Bouble a les valeurs suivantes :

666 cm/km entre la Vialle et les Bayons, c'est-à-dire dans le bassin houiller de Saint-Eloy ;

666 cm/km entre les Bayons et un point situé au Nord de Durmignat, donc pour un parcours situé presque entièrement dans les terrains cristallophyliens ;

476 cm/km jusqu'au Pont Vuillaume, sur la route Lapeyrouse-Echassières ;

571 cm/km du Pont Vuillaume à un point situé 500 mètres en aval du viaduc de Louroux-de-Bouble (ce léger accroissement de pente reste pour l'instant sans explication) ;

286 cm/km plus en aval, soit jusqu'à la limite nord de la feuille Gannat (par rapport aux valeurs précédentes, la pente a diminué, ce qui est normal) ;

1 133 cm/km entre la limite des feuilles Gannat-Montmarault et le confluent des Deux Aigues (il y a donc une augmentation considérable de la pente).

Ensuite, la pente diminue régulièrement : 615 cm/km jusqu'à Banassat, 333 cm/km de Banassat à 1,5 kilomètre en aval de Chantelle la Vieille, 286 cm/km jusqu'à Fourilles.

L'accroissement de pente dans la région du confluent des Deux Aigues est un argument en faveur de l'hypothèse proposée plus haut d'une capture dans cette région. On ne songe pas ici à une interprétation lithologique ou tectonique analogue à celle envisagée pour la Sioule à sa traversée du massif de Pouzol-Servant.

L'exposé précédent sur le relief et le réseau hydrographique suggère le genre d'étude sédimentologique et stratigraphique qu'il y a lieu d'entreprendre dans cette région. Bien des problèmes géologiques restent en suspens, en particulier l'établissement de la stratigraphie précise des formations superficielles, y compris la distinction entre les cailloutis pliocènes qui recouvrent les plateaux et ceux qui forment les terrasses alluviales, ainsi que l'identification des terrasses et le tracé des anciens cours d'eau. De la solution de ces problèmes dépend une meilleure compréhension de la géomorphologie locale. Jusqu'à présent l'absence de carte topographique moderne a sérieusement entravé ce genre d'études, puisque l'on ne dispose actuellement pour cette région que de la vieille carte topographique au 1/50 000 en hachures. La parution probable durant les années à venir de nouvelles cartes en courbes de niveau donnera sans nul doute un élan nouveau à l'étude des formations d'âge pliocène et pléistocène. L'intérêt de cette région est qu'elle offre sur une surface restreinte une assez

grande variété de paysages et de formes de relief. L'étude de sa morphologie peut faire progresser la connaissance de la géologie régionale, en particulier de la néotectonique.

3. Autres éléments du paysage et du sol

Les aspects complémentaires du paysage — les forêts, les bois et les friches, les cultures, les voies de circulation — portent partout la marque de l'activité humaine. Nulle part ou presque, le paysage de cette région n'a acquis naturellement sa physionomie actuelle. Il importe de s'en souvenir si l'on veut le déchiffrer et découvrir sa signification géologique.

a) BOIS ET FORÊTS

Le bassin d'Ebreuil est presque exactement délimité par la répartition des bois et des forêts. D'une manière générale, il n'y a pas de forêt sur les formations sédimentaires du bassin d'Ebreuil. Cette observation est frappante sur la feuille Gannat au 1/50 000, type M, et le contraste entre les végétations des plateaux cristallins et de la Limagne reste valable jusque dans la région de Cermont-Ferrand. La raison en est que les sols se développant sur les calcaires sont relativement riches au point de vue agricole par rapport à ceux situés sur le Cristallin. Aussi ont-ils été entièrement défrichés et mis en culture. La position des bois et des forêts dépend peut-être aussi des différentes formations cristallophylliennes sur lesquelles ils reposent. Mais c'est là affaire plus délicate. On peut dire, d'après ce que l'on observe sur la feuille Montmarault, que les migmatites à cordiérite (forêts de Château-Charles et de Giverzat) ont été considérées comme moins propices à la culture ou aux prairies que les migmatites sans cordiérite ; et d'après l'examen des feuilles Montaigut et Gannat, que la forêt s'accommode assez bien des différents faciès pétrographiques de la série de la Sioule, en particulier des micaschistes de La Bosse, sur lesquels s'étend la forêt des Colettes. En outre, la présence de bois sur la zone des gneiss à biotite et sillimanite entre Chouvigny et Ebreuil reflète peut-être l'abondance des faciès de quartzite et de leptynite particulière à cette région. Enfin, près de Chantelle, les bois de Chantelle et de Breuil sont situés sur les formations caillouteuses attribuées au Pliocène.

b) SOLS

D'une manière générale, on possède assez peu d'informations sur les sols des terrains cristallins. Le

massif microgranitique de Pouzol-Servant correspond vraisemblablement à une particularité pédologique, car son contour se repère aisément sur les photographies aériennes, grâce à une différence de teinte (les sols sur le microgranite apparaissent plus clairs) et au morcellement particulier des surfaces cultivées.

Par contre, une étude de la Société Grenobloise d'Applications hydrauliques (Sogreah) effectuée en 1960 pour le compte du Ministère de l'Agriculture, donne des renseignements précieux sur la pédologie du bassin sédimentaire d'Ebreuil. Cet ouvrage sera désigné ci-après sous la référence Sogreah 1960. Son auteur anonyme distingue différentes catégories de sols dans la région :

α. Sols issus de formations cristallines : ce sont des sols très peu profonds à texture sableuse.

β. Sols issus des collines calcaires : « rendzines assez typiques à structure grumeleuse, riches en cailloux calcaires, de couleur brun foncé, d'une trentaine de centimètres d'épaisseur ».

γ. Sols issus des formations pliocènes. Ils comportent deux grandes catégories : des sols argilo-sableux et des sols argileux et argilo-caillouteux.

δ. Sols liés aux formations stampiennes :

— sols bruns calcaires issus des grès calcaires du Stampien inférieur : ce sont des sols schisto-argileux à forte teneur en calcaire et bonne perméabilité ;

— sols des plaines marneuses : sols blanchâtres, tachés de rouille, gris, noirs ou olivâtres, à texture très fine argileuse ;

— sols des « Hauts ». Les « Hauts » « représentent vraisemblablement d'anciennes terrasses alluviales érodées. La présence de cailloux au sein même des sols actuels issus de marnes semble l'attester » (Sogreah 1960, p. 7). Dans les plaines marneuses, le « Haut » est un type géomorphologique qui s'oppose dans la terminologie locale au « Marais ». Ces sols sont caractérisés par la présence de galets (Pliocène remanié). La texture est fine à très fine, argilo-limoneuse à argilo-sableuse ;

— sols des « Marais » : ce sont des sols d'apports, hydromorphes, décalcarifiés et à profils très particuliers.

ε. Sols issus des formations alluviales. Ce sont des formations argilo-caillouteuses (« Varennes ») sur les alluvions anciennes et des formations silteuses (« Chambonnages »), sableuses et sablo-caillouteuses sur les alluvions récentes (Sogreah 1960, p. 6).

Bien que les forêts soient importantes, cette région est principalement une zone d'élevage (bœufs et moutons) et de polyculture. Sur la feuille Montma-

rault, s'observe une prédominance nette de l'élevage des bovins, favorisé semble-t-il par l'altitude moindre, le relief plus tranquille et des sols plus riches que plus au Sud ; on élève aussi le mouton, sur les sols moins fertiles. Là, le rocher n'est pas loin ou affleure, par exemple sur les migmatites de Monestier, près de Chantelle, ou sur les gneiss de Marcillat au Sud de la vallée de la Sioule (feuilles Gannat et Aigueperse au 1/50 000).

c) VOIES DE COMMUNICATIONS

On peut distinguer des routes de plateaux et des routes de vallées, car le relief a eu dans cette région une influence directe sur le tracé du réseau des voies de communication. L'ensemble des voies de communication forme un réseau très dense qui constitue un canevas précieux pour le lever géologique et le report des observations de la photographie aérienne à la carte. Cette circonstance favorable au géologue compense en partie les inconvénients dus à la rareté des affleurements dans certains secteurs.

Sur les plateaux, c'est dans les fossés des routes, au talus des chemins et parfois même sur la chaussée que se trouvent les rares affleurements. Dans les vallées au contraire, les affleurements sont continus le long de certaines routes. Quant aux voies de chemins de fer, fréquemment « en déblais », elles sont l'occasion de suites importantes d'affleurements. Mais elles ont été construites au siècle dernier et déjà l'altération superficielle des roches gêne l'observation.

II. HISTORIQUE DES TRAVAUX ANTÉRIEURS

1. Les débuts de la géologie régionale

Depuis des temps immémoriaux, l'activité des hommes s'est manifestée, aux confins du Bourbonnais et de l'Auvergne, par la recherche et l'extraction des substances minérales utiles. Les anciens firent d'innombrables fouilles dans la région de La Bosse, pour la recherche de l'étain. Le charbon affleurerait à Saint-Eloy et le tripoli était connu depuis fort longtemps à Menat.

Ce tripoli a donné lieu à l'une des premières descriptions géologiques de la région. Conseiller au Présidial de Riom, GRANGIER DE VEDIÈRE s'acquitta avec beaucoup de compétence d'une étude sur les carrières de Menat que lui avait demandée GUETTARD (1775). Bon observateur, le Conseiller nota que le tripoli était en

bancs inclinés, « divisé par feuillets », qu'on y trouvait de la marcassite, que les couches inférieures étaient noires et celles du dessus rouges. Il examina également l'environnement : les gorges de la Sioule « dont les bords élevés sont presque tous rochers de mauvaises pierres feuilletées remplies de paillettes brillantes » et dans la région de Pouzol « plusieurs rochers composés de pierres feuilletées comme la mauvaise ardoise, et inclinées au sol d'environ cinquante degrés ». Etudiant les échantillons envoyés par GRANGIER DE VEDIÈRE, GUETTARD reconnaît que le tripoli n'est pas de nature calcaire et il le classe dans les glaises, malgré sa « douceur sèche et un peu rude ».

Un peu plus tard, MONNET signale dans son « Nouveau système de Minéralogie » (1779, p. 144) que le tripoli n'est pas de nature calcaire et il le classe dans France..., près de Menat en Auvergne et de Poligné en Bretagne ». « Il semble que c'est de l'argile qui a été cuite et qui par cette raison ne conserve plus aucune propriété de l'argile », écrit-il, souscrivant ainsi à une opinion déjà ancienne.

En 1830, LECOQ donne une description précise du bassin de Menat. Outre ses observations sur le terrain sédimentaire, il remarque que le « gneiss commun forme à lui seul les montagnes qui entourent le bassin de Menat » (H. LECOQ, 1830, p. 171). Il note que la « stratification du gneiss est extrêmement variable : tantôt ses couches sont tout à fait verticales, tantôt elles sont plus ou moins inclinées, mais plus fréquemment peut-être elles sont contournées ».

Vers le milieu du siècle, on s'intéresse toujours au bassin de Menat : pour BOURJOT (1851), le tripoli résulterait de l'action d'un dyke caché de basalte sur les schistes bitumineux. En 1962, LECOQ présente sa carte géologique du département du Puy-de-Dôme à la Société géologique de France. Il indique un âge tertiaire pour les roches du bassin de Menat. Elles seraient antérieures aux calcaires à phryganes de la Limagne. Deux ans plus tard paraît son important mémoire sur les eaux minérales du Massif Central où il cite les sources de Châteauneuf, Saint-Pierre-des-Champs et Vauvernier (H. LECOQ, 1864).

2. Les travaux de Michel-Lévy, de Launay, Glangeaud

Jusqu'en 1864, toutes les études géologiques relatives à la région ont été plus ou moins suscitées par l'intérêt qui s'attache à la recherche des gîtes minéraux et des sources thermales. Il semble que la première note de géologie pure soit celle de MICHEL-LÉVY (1875), sur les caractères microscopiques des

roches anciennes acides. L'auteur a utilisé comme roches types pour ses études pétrographiques l'elvan de Blot-l'Eglise dans lequel il signale la présence d'amphibole (A. MICHEL-LÉVY, 1875, p. 203) et le porphyre noir de Montmartin dont il donne une représentation graphique en couleurs accompagnée d'une description détaillée (*id.*, p. 230-231).

Vers la même époque, GRAND'EURY (1877, p. 526) consacre quelques lignes à Saint-Eloy. Il conclut en ces termes la revue de la flore : « Le terrain de houille de Saint-Eloy paraît bien appartenir à l'étage des Cordaïtes ». Par ailleurs, dans le compte rendu de la visite aux mines de Saint-Eloy par les membres du district du Centre de la Société de l'Industrie Minérale, DE MORGUES (1890) envisage une origine éruptive pour le rocher blanc de Saint-Eloy.

Déjà DE LAUNAY avait commencé les travaux dont les résultats, exposés dans une quinzaine de notes de 1888 à 1900 viendront se rassembler sur la feuille Gannat de la carte géologique de France au 1/80 000. Cet auteur aborde avec un égal bonheur les problèmes du socle cristallin et ceux de la couverture sédimentaire. C'est ainsi que dès 1888, il remarque la disposition inverse des terrains métamorphiques qu'il interprète comme « un grand pli renversé, analogue à ceux signalés par M. BERTRAND en Provence ». Sa carte montre que ses préoccupations furent non seulement celles d'un pétrographe des terrains métamorphiques, mais aussi celles d'un stratigraphe et d'un tectonicien. En plus, il reconnaît les tufs anthracifères du Culm (1888) et il étudie, d'abord seul (1896), puis en collaboration avec MUNIER-CHALMAS, l'Oligocène du bassin d'Ebreuil (1900). Plus tard, GARDE révisant la feuille Gannat, fera table rase d'une grande partie des observations de DE LAUNAY. Sa carte (2^e édition de la feuille Gannat) aura l'aspect d'une minute de terrain, valable surtout pour les affleurements de microgranites et pour ce que nous appellerons « le groupe de Rochefort ».

Plusieurs publications paraissent au début du vingtième siècle. Dans un article sur le bassin houiller de la Boule, ANGLÈS-D'AURIAC (1901) fait remarquer l'obliquité du plissement sur la direction générale du Sillon houiller et il donne une section horizontale des couches à la cote 359 (15^e étage) pour la partie nord du bassin. En 1908, GLANGEAUD envisage une communication des dépressions oligocènes de Limagne, de la Sioule et du Sillon houiller « au moins momentanément à l'époque stampienne » et il reprend un peu plus tard cette idée, toujours à titre d'hypothèse (P. GLANGEAUD, 1919 et 1920).

Puis DELAFOND (1921) imagine la notion d'un « bouclier limousin » qui, limité à l'Est par une ligne correspondant à l'actuel Sillon houiller, serait responsable de la tectonique du Massif Central. Pour cet auteur, « les plissements de l'époque hercynienne sont

venus s'arrêter et se mouler contre la face est du bouclier limousin » (DELAFOND, 1920).

Enfin, dans ses « *Notes sur le terrain tertiaire de la Limagne Bourbonnaise* », DE LAUNAY (1922) rassemble en un seul mémoire ses observations sur le Sédimentaire récent. Cet ouvrage, accompagné des « *Notes paléontologiques sur l'Oligocène de la Limagne* » de DEPÉRET et DOLLFUS, dont la deuxième partie déborde largement le cadre local et constitue en fait une contribution importante à l'étude de l'Oligocène de la France, mettait un terme au moins provisoire aux recherches sur ce sujet.

3. Polémique à propos des tufs anthracifères

La polémique avait été ouverte à la suite d'une note de GARDE (1920). Elle devait se poursuivre jusqu'en 1946, date à laquelle elle fut définitivement close par JUNG. Elle concerne les rapports du socle et de la couverture ancienne, plus précisément les relations entre le granite de Châteauneuf et les tufs dinantiens. Il n'est pas sans intérêt d'en retracer les différentes péripéties.

L'affaire débute par l'observation d'un niveau « d'anthracite », sous les tufs porphyriques viséens de la butte de Vignolles-Concize, près de Châteauneuf (G. GARDE, 1920). Dans une tranchée ouverte sur ce gisement, GARDE note la superposition granite-grès-anthracite-schistes-tufs. Selon toute apparence, le granite est antérieur aux tufs et JUNG (1934) en apporte une confirmation par des observations analogues à Bromont-Lamothé, près de Pontgibaud et Augère près de Gelles, au Sud de la région que nous étudions. Pourtant DEMAY (1935) annonce bientôt son désaccord. Pour lui « les grès et tufs dinantiens ont subi un métamorphisme aussi bien au contact du granite... de Gelles que du granite... de Châteauneuf. Près du contact, on observe du côté magmatique d'abord un granite un peu aplitique, puis de l'aplite et de manière très fréquente une bordure de microgranite, du côté dinantien des grès ou tufs à biotite néogène, des grès ou tufs feldspathisés, des cornes feldspathiques ». Il observe dans les tufs « des nids granitiques ou aplitiques, les uns arrondis en forme de faux-galets, les autres de forme polyédrique curieuse à sections partiellement hexagonales, pentagonales ou triangulaires » (A. DEMAY, 1935 a) et précise ses observations par une étude micrographique des contacts des Méritis et de Vignolles, près de Châteauneuf et de Villates, près de Gelles (A. DEMAY, 1935 b). Il maintient ses conclusions : « les variations magmatiques près du contact, la liaison lithologique du granite et des microgranites de bordure, le métamorphisme des tufs démontrent l'âge carbonifère du

granite de Guéret » ... (où il voit le prolongement du granite de Châteauneuf) ... « et du granite de Gelles ».

L'année suivante, JUNG et GARDE (1936) font exécuter des fouilles sous le village de Vignolles, près de l'endroit précédemment décrit par GARDE. Dans la nouvelle coupe stratigraphique de la butte de Vignolles, il n'est plus question d'anthracite mais seulement « d'arkose charbonneuse » et de « tufs schisteux charbonneux ». Les fouilles montrent sur une hauteur de 4 mètres la succession suivante : sous-bassement de granite massif - granite altéré en arène - arkose argileuse formée aux dépens de ce granite - arkose charbonneuse alternant avec des lits de tufs noirs - tufs schisteux charbonneux - tufs massifs et coulées supportant les maisons du village. Les auteurs concluent : « le granite ne métamorphise par le Viséen » et à propos des galets d'Augères, que DEMAY qualifiait de « faux-galets », ils confirment « nos galets sont assurément de vrais galets, même dans un monde de trompeuses apparences » !

DEMAY (1938 a) fait remarquer alors que des failles gênent « l'étude des relations des différents termes lithologiques », aussi bien aux Méritis que sur la route d'Ayat. Puis il admet les observations de JUNG et GARDE, mais sans leur reconnaître une valeur générale (A. DEMAY, 1938 b). Selon lui, « l'existence en quelques points de Dinantien détritique sur le granite (DE LAUNAY, JUNG et GARDE) s'expliquerait d'ailleurs dans les deux interprétations », savoir celle qu'il a déjà soutenue — la postériorité du granite, qui métamorphiserait donc les tufs — et celle de l'antériorité du granite. S'appuyant sur des arguments pétrographiques (analogie chimique du granite avec les rhyolites, enveloppe microgranitique du massif de granite), DEMAY maintient l'âge dinantien du granite dans cette note (A. DEMAY, 1938 b). Plus tard il résume ses observations dans une note importante à l'Académie des Sciences (A. DEMAY, 1941) et il conclut à la mise en place successive :

- du granite calco-alcalin avec sa bordure aplitique à microgranitique ;
- des rhyolites noires le traversant et formant de petites coulées par-dessus ;
- des filons et des sills de microgranite alcalin et de rhyolite gris clair ;
- des microgranites calco-alcalins à grands phénocristaux.

La tourmaline et la biotite de néoformation qu'il avait décrites autrefois dans les rhyolites sont dues soit à une autopneumatolyse, soit à une « refusion partielle des rhyolites noires ». Quant au granite, il le considère toujours comme dinantien car « la montée des rhyolites noires dinantiennes se plaçant entre la mise en place du granite, et celle de son cortège de

microgranite, le granite lui-même est presque certainement d'âge dinantien ». L'auteur émet en outre une idée intéressante sur la formation du granite : « ici le granite résulte de la consolidation d'un magma fondu, puis d'une dévitrification et de cristallisations successives à température assez basse » (A. DEMAY, 1941). En 1941, DEMAY abandonne donc complètement la théorie du métamorphisme de contact du granite de Châteauneuf. Il indique même que « les rhyolites sont en totalité postérieures au granite ». C'est pourquoi il faut, sur ce point, dissocier cette note de toutes celles qui l'ont précédée.

Les quelques lignes que JUNG (1946, p. 37) devait consacrer quelques années plus tard aux relations du Culm et du granite de Châteauneuf mirent un terme à cette polémique. On trouvera exposée au chapitre VI une interprétation nouvelle, formulée à titre d'hypothèse, selon laquelle la polémique DEMAY-JUNG trouve sa raison d'être, car les deux auteurs détiennent chacun une part de vérité.

4. Les études récentes

Plusieurs thèses et mémoires de diplôme ont été écrits sur cette région depuis 1930. La série cristallophyllienne fait l'objet du travail fondamental de RICHARD (1938), qui reconnaît la généralité de l'inversion apparente des zones d'isométamorphisme, entrevue quarante ans plus tôt par DE LAUNAY. On doit aussi à RICHARD une carte très précise (inédiée) et la découverte de la carrière de cipolin de la Chaumes-des-Veaux, jusqu'alors inconnue des géologues. Vers la même époque, la « *Paléontologie du gisement éocène de Menat* » est étudiée par PITON (1940).

Une fois passée la période d'inactivité due à la guerre, d'autres travaux originaux voient le jour : la thèse de LETOURNEUR (1953) sur « *Le grand Sillon houiller du Plateau Central français* », le travail de DUBOSCLARD (1954) sur le microgranite de Pouzol-Servant et « *L'étude stratigraphique et tectonique du Bassin d'Ebreuil (Allier)* » par ANDRÉ (1954).

La « *Géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais et limousins* » par JUNG (1946) se classe parmi les ouvrages de synthèse régionale. L'auteur tire de la comparaison de quelques séries cristallophylliennes du Massif Central des enseignements importants sur la paléogéographie des époques anciennes.

En 1948, DEMAY porte son attention sur la tectonique de la série de la Sioule. En accord avec RICHARD, il observe une disposition normale dans la région de Teilhet. En outre, les migmatites de Blot-l'Eglise seraient pour lui le substratum de la nappe dont il

voit la zone d'enracinement dans la région de Lapeyrouse-Verneuil (A. DEMAY, 1948 a). Dans une note ultérieure, le même auteur expose des considérations générales sur la répartition du degré de métamorphisme dans différentes séries au Sud de celle de la Sioule (A. DEMAY, 1948 b). Il indique en particulier que « les terrains renversés d'Eygurande sont séparés de ceux de la Sioule par une vaste région où la répartition du degré de métamorphisme est normale ». Enfin les quelques mots consacrés à la région de la Sioule par DEMAY (1948 c), dans son ouvrage général « *Tectonique antestéphanienne du Massif Central* » résument la pensée de cet auteur : « Le Viséen supérieur transgressif, simplement ondulé, repose, en discordance, sur des micaschistes fortement plissés », lesquels « représentent le prolongement occidental du vieux socle morvano-roannais, antéhercynien et probablement précambrien ».

Il convient maintenant de mettre en parallèle deux événements importants qui marquèrent, l'un et l'autre, un moment dans l'évolution des connaissances géologiques sur la partie septentrionale du Massif Central : les réunions extraordinaires de la Société géologique de France en 1888 et en 1953. Le 19 août 1888, la Société se réunit pour dix jours dont deux consacrés à la région qui nous intéresse. DE LAUNAY présente à cette occasion une remarquable communication sur « Les dislocations du Terrain primitif dans le Nord du Plateau Central (L. DE LAUNAY, 1888, p. 1045-1063). L'introduction est aujourd'hui encore d'une lecture profitable. DE LAUNAY y expose avec clarté quels doivent être les buts et les méthodes d'étude des terrains « primitifs ». Voici l'un des passages les plus significatifs : « Nous voudrions... par l'étude minutieuse des dislocations du sol antérieures à l'époque houillère, chercher à nous rendre compte comment s'étaient formés, avec quelle direction et pourquoi ici plutôt que là, ces bassins dont le remplissage est devenu le terrain houiller ».

« Cette étude sera fondée sur l'examen détaillé et la figuration aussi exacte que possible, des directions et sens de plongement *actuels* du terrain primitif : données à l'aide desquelles nous essayerons de retrouver avec quelque vraisemblance la trace des mouvements de torsion, de refoulement ou de fracture, subis à diverses époques par les gneiss et les micaschistes ». Ces excellentes directives écrites voici plus de soixante-quinze ans sont toujours d'actualité !

Dans la même note, DE LAUNAY retrace ensuite les cinq mouvements successifs qui ont affecté le Nord du Massif Central :

1° Mouvement post-Cambrien, suivi de la venue du granite ;

2° Mouvement d'âge indéterminé ; venue de la granulite, terminée par la formation des filons d'étain ;

3° Mouvement datant de la fin du Houiller moyen ; venue de la microgranulite ; antimoine ;

4° Mouvement datant de la fin du Permien ; quartz, plomb ;

5° Mouvement d'âge tertiaire.

DE LAUNAY semble avoir fort bien entrevu les problèmes de tectonique superposée puisque, pour lui, l'ère tertiaire a vu s'accroître « dans la région des micaschistes qui entourent Menat, le mouvement de plissement compliqué... où les refoulements est-ouest et nord-sud semblent se combattre » (L. DE LAUNAY, 1888, p. 1061).

Le 23 août, la Société visite les gisements de kaolin des Colettes (*id.*, p. 1065-1072), le bassin de Menat (*id.*, p. 1072-1077), puis la « nappe importante de microgranulite, couvrant le plateau sur 4 kilomètres de long, avec une pente assez sensible vers le Nord », enfin les tufs porphyriques du Culm. « De Blot-l'Eglise jusqu'à Châteauneuf, on reste dans les coulées d'orthophyre franc de la partie supérieure (de la série de tufs), accompagnés de parties bréchiformes, mais présentant constamment l'aspect d'un porphyre vert. Entre Saint-Angel et Manzat, on est dans le niveau le plus inférieur, ne contenant pourtant pas ici à notre connaissance d'anthracite » (*id.*, p. 1083). DE LAUNAY résume l'état des connaissances sur les microgranites de la partie septentrionale du Massif Central : ceux-ci présentent deux types de gisements, soit en filons, soit en coulées (Pouzol). Ils sont postérieurs aux tufs porphyriques qu'ils recourent (filon de Tazenat), mais on les trouve en galets dans le Houiller de Commentry (*id.*, p. 1089). Il consigne enfin une observation remarquable : le microgranite « contient fréquemment des fragments plissés de roches antérieures ; nous en avons examiné un, recueilli près de Servant. C'est probablement un micaschiste qui a subi un métamorphisme assez curieux » (*id.*, p. 1090). Une fois encore, on ne peut qu'admirer la perspicacité de cet auteur, dont l'esprit était ouvert à tous les problèmes, y compris ceux de la microtectonique des enclaves dans le microgranite !

Soixante-cinq ans plus tard, le 17 septembre 1953, la Société géologique de France se trouve à nouveau dans la région, à l'occasion de sa Réunion extraordinaire en Auvergne, Bourbonnais et Marche (13 septembre 1955). Sous la direction de ROQUES et RICHARD, elle examine la série cristallophyllienne inverse. Cette réunion donne lieu à une intéressante confrontation d'idées sur le problème des séries cristallophylliennes inverses. Pour DEMAY, la série de la Sioule se présente comme une nappe et la région de Teilhet, à disposition normale, que RICHARD avait interprété comme résultant du jeu d'un pli-faille, serait en fait « le flanc normal de la nappe » (J.-M. PETERLONGO, 1953,

p. 389). La Société examine en outre la série, également inverse, du plateau d'Aigurande et PRUVOST propose pour en expliquer la tectonique, l'hypothèse d'un plissement « en blague à tabac » (*id.*, p. 407).

On ne saurait terminer cette revue bibliographique sans citer les travaux récents : ceux de AMEIL (1963) sur les tufs viséens, de ROQUES et ses élèves sur les âges absolus dans le Viséen (M. BONHOMME, J. PHILIBERT, M. ROQUES et Y. VIALETTE, 1961), de CANTAGREL (1963) sur le granite d'Echassières, de LAMEYRE (1966) et de ROSEN (1965) sur le granite et les kaolins d'Echassières. Enfin, les organismes privés ou publics de recherche minière, ainsi que les exploitants de charbon à Saint-Eloy, de kaolin et de wolfram à La Bosse, de diatomite à Menat, peuvent être la source d'importants renseignements, même si leur activité ne donne lieu que rarement à des publications géologiques.

III. PROBLÈMES POSÉS

L'historique précédent rend compte de la nature des différents problèmes qui se posaient dans la région lorsque la présente étude fut entreprise ; les voici brièvement résumés :

1. Problème tectonique posé par l'inversion des zones de métamorphisme et par les données contradictoires obtenues lors des travaux antérieurs (DE LAUNAY, GARDE) et concernant notamment les directions axiales, ce qui poussait à reprendre l'analyse structurale de toute la région.

2. Problème cartographique soulevé d'abord par le contraste entre les deux éditions de la carte géologique au 1/80 000, feuille Gannat d'après DE LAUNAY (1^{re} éd.) et d'après GARDE (2^e éd.), le document de GARDE étant d'une facture simpliste ; soulevé ensuite par les travaux de RICHARD et de ANDRÉ, dont les apports importants à la connaissance de cette région nécessitaient des vérifications en vue d'une synthèse entre leurs cartes et celles des auteurs précédents.

3. Problème pétrographique, puisque le problème des séries cristallophyliennes inverses est à la fois d'ordre tectonique et pétrographique, et puisque les opinions s'étaient affrontées sur la signification des tufs viséens, l'existence d'un éventuel métamorphisme de contact et, corrélativement, sur l'âge du granite de Châteauneuf.

4. Problème méthodologique enfin : l'entreprise consistait à étudier en détail une région de dimensions relativement modestes comparativement à celles des territoires choisis dans le Massif Central comme sujet de thèse de Pétrographie durant les vingt-cinq dernières années.

IV. MÉTHODE DE TRAVAIL

1. Documents topographiques Photogéologie

Il n'existe pas encore de carte topographique moderne pour cette région. Les seules cartes détaillées existantes sont la carte au 1/50 000 en hachures (dérivée de l'ancienne carte d'état-major au 1/80 000) et son édition militaire (type M) avec couleurs et courbes de niveaux en surcharges. Ces documents, imprécis et souvent inexacts, sont incommodes pour le géologue, aussi ai-je eu recours systématiquement aux photographies aériennes pour la recherche et le repérage des affleurements.

En outre, on peut en bien des cas faire l'interprétation géologique des photographies aériennes et par là guider efficacement le travail sur le terrain. Cette opinion à propos d'une région comme celle-ci, toute en cultures, en prairies et en forêts et peu accidentée de surcroît, semble paradoxale. Mais voici des exemples. L'emplacement de la charnière de l'antiforme de Vernusse a d'abord été pressenti sur les photographies aériennes. Multipliant alors les observations à l'endroit repéré, j'ai pu confirmer sur place son existence. Autre exemple : dans la région de Saint-Pardoux et de Pouzol, de nombreux filons de microgranite et de porphyre plus résistants à l'altération superficielle que les gneiss et les micaschistes encaissants sont légèrement en relief à la surface du sol (souvent la différence n'est que de quelques décimètres). Il s'ensuit que ces filons sont repérables sur les photos et l'on gagne ainsi un temps considérable dans leur lever. Enfin, le massif microgranitique de Pouzol-Servant et les buttes-témoins du calcaire oligocène du bassin d'Ébreuil sont parfaitement reconnaissables sur les photos, mais leur existence était déjà bien connue des géologues.

Néanmoins, il ne faudrait pas se faire d'illusions sur les possibilités de la photogéologie dans cette région. On ne doit pas en attendre des informations aussi complètes, ni des résultats aussi spectaculaires que dans des régions dénudées. Ici, le principal obstacle pour le photogéologue provient du morcellement des propriétés qui découpe la surface du sol en une fine mosaïque. Malgré cette difficulté, la photogéologie est ici, comme partout, une technique indispensable. L'expérience montre qu'elle est utile. Seulement, pour être correcte, l'interprétation doit être formulée par le géologue de terrain lui-même, familier du paysage.

2. L'observation des affleurements et les mesures

En complément de l'observation menée selon les méthodes classiques de la pétrographie et de la zonéographie, j'ai repéré les axes des microplis, les plans axiaux, les linéations et les lithoclastes, selon les techniques de l'analyse structurale enseignées par C.-E. WEGMANN. On ne peut pas dire que l'examen pétrographique doive suivre ou au contraire précéder l'analyse des formes, car la compréhension d'un affleurement découle plutôt d'un va-et-vient entre deux attitudes d'esprit qui se complètent, relatives l'une à la nature des objets géologiques, l'autre à la forme structurale.

En plus, afin de saisir la signification géologique des affleurements et des paysages, il faut sans cesse faire varier la grandeur du champ d'observation, tel un peintre à son travail précise un détail, prend du recul pour examiner l'ensemble, puis se rapproche à nouveau... Là, il faut savoir interpréter un panorama et aussi bien, suivre les détails millimétriques des microplis. Menée de cette façon, l'observation impose au géologue une sorte d'entraînement qui le rend apte à déceler les moindres particularités structurales des roches. Mais à la longue, on risque d'être conduit à « voir » des formes géométriques régulières, là où il n'y a en fait que dispositions fortuites : le bord un peu arrondi d'un rocher peut passer pour une charnière, quelques minéraux sur un plan de foliation peuvent paraître alignés alors qu'il n'en est rien... L'existence des charnières se vérifie facilement. On peut éviter de se méprendre sur la réalité des alignements minéraux en tenant compte de l'orientation des minéraux dans l'ensemble de la région et en s'attachant à prendre des mesures.

Les mesures apportent en effet un support précieux à l'observation. Un objet tectonique, alignement minéral ou axe de gaufrage par exemple, n'a qu'une existence vague si l'on ne parvient pas à le mesurer. Les mesures imposent une certaine objectivité à l'observateur. Elles permettent d'obtenir des données concrètes et vérifiables sur la structure de la région, sans rien emprunter, en principe, à l'imagination du géologue. Sans elles, on ne saurait apprécier le degré de variabilité des orientations, ni distinguer les secteurs à structure uniforme des endroits clés où les directions changent. Néanmoins, comme toute mesure prend du temps, il faut veiller à ce qu'elle soit justifiée et utile.

Le choix de l'objet tectonique à mesurer sur un affleurement est une opération des plus délicates et il n'est pas facile de donner de règles précises à ce sujet. En pratique, ce problème d'échantillonnage trouve une solution selon l'expérience de l'observa-

teur et l'allure même des affleurements. L'observation attentive permet de déterminer la régularité ou l'irrégularité des formes. Il convient d'en prendre note sur le terrain, de façon à savoir l'importance qualitative des mesures effectuées ici et là. Si les orientations sont constantes et la dispersion faible, une seule mesure suffit pour un même objet tectonique. Au contraire, si la dispersion n'est pas négligeable, on gagne du temps en repérant à l'œil la position moyenne. Mais il faut effectuer des mesures en série, si l'on veut en plus évaluer la dispersion. Rarement, il arrive que l'affleurement présente une allure incohérente (orientation irrégulière des diaclases, par exemple...) ; on renonce alors à repérer les détails et l'on se contente de prendre acte de cette complexité.

Le nombre des objets tectoniques à observer est si important et la variété des points de vue auxquels il faut se placer dans l'étude géologique et structurale des schistes cristallins (points de vue stratigraphique, pétrographique et zonéographique, tectonique) est telle qu'une systématisation de l'observation s'impose et par là une codification, au moins à usage personnel, de la manière de prendre des notes. S'y soustraire serait risquer d'oublier certains aspects importants de l'affleurement. Le schéma type de carnet de notes pour l'analyse structurale des roches métamorphiques, proposé récemment par TURNER et WEISS (1963, p. 86) peut servir de modèle. Il n'y a peut-être pas de schéma idéal dont l'usage pourrait être recommandé universellement, mais l'adoption d'un modèle unique par l'ensemble des géologues travaillant dans une même région (le Massif Central, par exemple) permettrait, en imposant un même langage, de dégager les observations des controverses et des particularismes d'écoles et faciliterait une meilleure compréhension.

Quel que soit le système adopté, il faut tirer des notes tout le bénéfice possible. Les notes trouvent une première mise en œuvre, sur le terrain ou à l'étape, dans la confection de diagrammes stéréographiques provisoires, comme le préconise WEGMANN. En outre, la rédaction des mesures d'orientation sous forme symbolique, à l'aide des signes utilisés sur les cartes tectoniques, permet de comparer rapidement toutes les mesures prises au cours d'une même journée, par simple impression visuelle en tournant les pages du carnet de notes. A ce propos, il est pratique de noter le sens de la marche et d'éviter les allées et venues, tant qu'elles ne sont pas justifiées par la recherche d'un contact lithologique ou d'une discontinuité tectonique.

Toutes les mesures d'angles furent prises en degrés, pour les directions de 0° à 180° comptés à partir du Nord dans le sens des aiguilles d'une montre et pour les inclinaisons de 0° à 90° à partir de l'horizontale.

3. La mise en œuvre des notes au laboratoire

De retour au laboratoire, on se trouve en possession d'une masse considérable de données. Il s'agit de les regrouper et de les manipuler à volonté, afin de retrouver rapidement les observations relatives à un affleurement donné et de rassembler rapidement les mesures relatives à un même objet tectonique pour une région donnée.

Différents procédés permettent d'y parvenir. Un système qui a donné satisfaction dans la préparation de ce travail consiste à établir une fois pour toutes des tables donnant la correspondance entre les numéros d'affleurements et les pages des carnets de notes. Le temps passé à établir ces tables est largement compensé lors de l'utilisation des notes. Ce système a, en outre, l'avantage de conserver l'enchaînement chronologique des observations et il facilite la mémoire des lieux.

En outre, on a établi une carte pour chaque catégorie principale d'objets tectoniques : une carte des foliations, une carte de linéations, etc. Sur chacune, on a transcrit pour chaque affleurement ou chaque groupe d'affleurements lorsque ceux-ci étaient trop rapprochés, la mesure moyenne observée ou, éventuellement, la mesure sélectionnée comme étant la meilleure et présentant le meilleur caractère de généralité. C'est à partir de ces cartes qu'ont été établis les diagrammes stéréographiques. Ensuite, une fois établis les cartes et les diagrammes stéréographiques, on a déduit la forme des corps géologiques en profondeur, par ce que J. GOGUEL appelle « la mise en œuvre géométrique ». Celle-ci a consisté principalement à construire la coupe perpendiculaire aux axes des plis. Cette coupe apporte le maximum d'informations sur le style tectonique de la région étudiée.

V. LES PRINCIPALES UNITÉS GÉOLOGIQUES

1. Introduction

Les principales unités géologiques de la région sont délimitées par différents types de surfaces de discontinuité : la surface d'érosion-sédimentation qui sépare le socle de sa couverture, les surfaces de contact des massifs granitiques, le front des migmatites, et enfin les failles qui recoupent le socle ou l'ensemble socle-couverture selon le cas.

Le socle présente en outre des plis. Selon la nomenclature de RAMSAY (1958), ceux dont la concavité est

dirigée vers le bas seront dénommés antiformes, synformes ceux dont la concavité est dirigée vers le haut. Les termes antiformes et synformes ne préjugent pas la polarité stratigraphique, au contraire des mots anticlinal et synclinal. Leur emploi est donc particulièrement justifié dans l'étude d'une série cristallophyllienne inverse comme celle de la Sioule.

En tenant compte de l'ensemble des caractères lithologiques et structuraux on peut, pour la clarté des descriptions, procéder au découpage de la région en un certain nombre d'unités. Les principales seront définies et décrites dans les paragraphes suivants, du Nord au Sud et d'Ouest en Est (fig. 3). Le Sillon houiller et le bassin stéphanien de Saint-Éloy-les-Mines, qui borde la région étudiée immédiatement à l'Ouest, ne seront pas considérés dans ce travail. Leur description fait l'objet d'un autre mémoire (J. GRO-LIER, 1965, 2^e thèse).

2. Le massif granitique de Tréban

Le massif granitique de Tréban s'étend depuis la région de Souvigny au Nord, où il forme une sorte de coin entre le Sillon houiller et la Limagne bourbonnaise, jusqu'aux environs de Voussac et de Fleuriel au Sud. Seule, la moitié méridionale du massif se trouve dans la région étudiée.

A la latitude de Tréban et plus au Nord, ce massif est délimité à l'Est par la faille d'effondrement de la Limagne bourbonnaise. Au Sud, le granite s'écarte du bassin sédimentaire pour faire place aux migmatites de la région de Bransat. Entre Voussac et Bransat, le contour du massif dessine un lobe singulier qui s'allonge en direction du Sud. Enfin, entre Voussac et le Sillon houiller la limite du granite se rapproche progressivement du Sillon et lui est pratiquement tangente au Sud de Montmarault.

Le massif granitique de Tréban renferme différents faciès granitiques. Certains d'entre eux présentent des phénomènes d'endomorphisme qui seront décrits plus loin. Des migmatites subsistent en panneaux résiduels. Quelques filons de microgranites et de quartz le traversent. Enfin, des placages sédimentaires pliocènes le recouvrent partiellement.

3. L'antiforme de Vernusse

L'antiforme de Vernusse est un immense pli couché vers le Sud. Situé au Sud du massif de Tréban, il est dessiné par la foliation des migmatites. Sa charnière

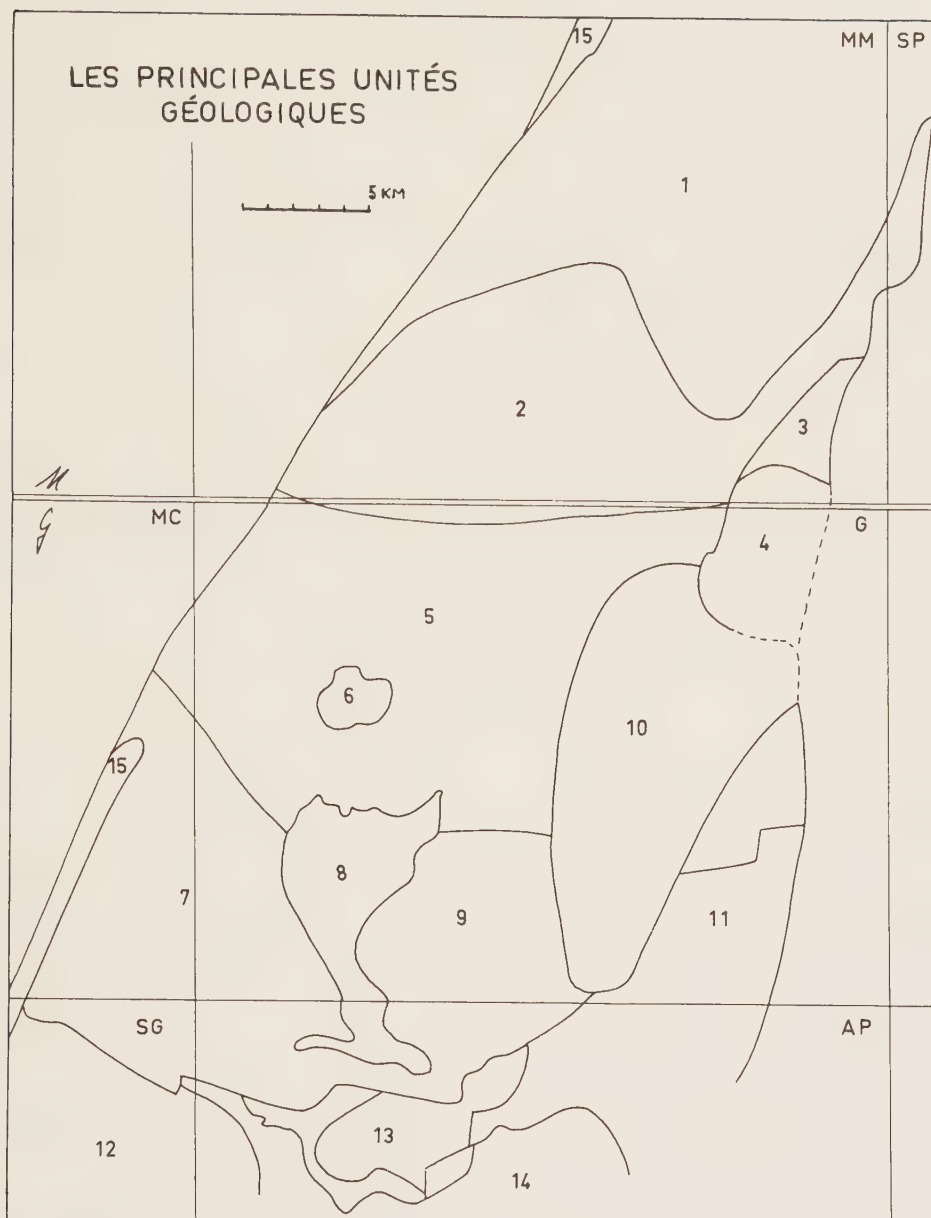


FIG. 3. — Les principales unités géologiques.

1. Massif granitique de Tréban; 2. Antiforme de Vernusse; 3. Unité de Fleuriel; 4. Massif granitique de Chantelle; 5. Antiforme de La Bosse; 6. Massif granitique d'Echassières; 7. Synforme du Pont de Menat; 8. Massif microgranitique de Pouzol-Servant; 9. Synforme de Saint-Gal; 10. Bassin d'Ébreuil; 11. Horst de Jenzat et massif granitique de Champs; 12. Massif granitique de Saint-Gervais-Châteauneuf; 13. Unité de Blot-l'Église; 14. Tufs rhyolitiques viséens de Châteauneuf-Manzat; 15. Bassins stéphaniens du Sillon houiller :

N. B. — Le découpage figuré représente les différentes coupures de la carte topographique au 1/50 000 : MM : feuille Montmarault; SP : feuille de Saint-Pourçain; MC : Montaigut-en-Combrailles; G : Gannat; SG : Saint-Gervais-d'Auvergne; AP : Aigueperse. Le double trait indique la limite entre les feuilles Moulin (M) et Gannat (G) de la carte géologique au 1/80 000.

est bien visible un peu à l'Ouest de Vernusse. Cette unité, dont les limites sont forcément un peu arbitraires, est définie par un caractère structural majeur du socle. Elle renferme différents faciès de migmatites et de granites ; elle est recouverte elle aussi de placages sédimentaires sidérolithiques et pliocènes.

4. L'unité de Fleuriel

Elle est située, à l'Est de l'antiforme de Vernusse, entre une faille jalonnée par le filon de quartz de Fleuriel qui la délimite à l'Ouest et la faille bordière du bassin de Limagne, qui passe sensiblement par le méridien de Cesset. Cette unité est constituée en majeure partie par les rochers du « groupe de Breuilly-Cesset » (chap. III).

5. Le massif granitique de Chantelle

Situé immédiatement au Sud de l'unité de Fleuriel, le massif de Chantelle est en contact à l'Ouest avec les gneiss et migmatites de l'extrémité orientale de l'antiforme de Vernusse. A l'Est et au Sud, il s'ennoie sous une couverture sédimentaire pliocène et pléistocène.

6. L'antiforme de La Bosse

Comme l'antiforme de Vernusse, à laquelle elle fait suite vers le Sud, l'antiforme de La Bosse est définie par un pli d'amplitude majeure. Les principaux ensembles lithologiques intéressés par cette antiforme sont des micaschistes, des gneiss et des migmatites. Sur la presque totalité de l'étendue de l'antiforme de La Bosse, le socle est dénudé. Ce n'est qu'au voisinage du bassin d'Ébreuil qu'il est recouvert partiellement par les formations sédimentaires.

7. Le massif granitique d'Échassières-les-Colettes

Le massif d'Échassières-les-Colettes se trouve près du centre de l'antiforme de La Bosse. C'est un massif circonscrit.

8. La synforme du Pont de Menat

Située au Sud et au Sud-Ouest de l'antiforme de La Bosse, la synforme du Pont de Menat intéresse une vaste région qui s'étend jusqu'au Sillon houiller.

Elle est dessinée par des migmatites et des gneiss. A l'exception du minuscule bassin éocène de Menat, il n'y a pas là de couverture sédimentaire.

9. Le massif microgranitique de Pouzol-Servant

Typiquement intrusif, le massif de Pouzol-Servant forme une unité lithologique parfaitement individualisée au Sud de l'antiforme de La Bosse et à l'Est de la synforme du Pont de Menat.

10. La synforme de Saint-Gal

C'est un peu la réplique, inversée, de l'antiforme de La Bosse. Faisant suite à celle-ci vers le Sud, la synforme de Saint-Gal intéresse principalement des gneiss et accessoirement des micaschistes et des sills microgranitiques.

11. Le bassin d'Ébreuil

Le bassin d'Ébreuil est un petit bassin d'effondrement situé à l'Est de l'antiforme de La Bosse et de la synforme de Saint-Gal. Il est limité par deux grandes failles, à l'Ouest la faille de Veauce, à l'Est la faille de Saint-Bonnet-de-Rochefort. Certaines des formations qui le constituent débordent un peu au-delà de ces failles sur le socle. Au Nord et au Sud, on ne connaît pas de faille limite et les formations sédimentaires reposent normalement sur le socle.

12. Le horst de Jenzat et le massif granitique de Champs

Il s'agit là d'un ensemble de terrains cristallins et cristallophylliens séparés par failles de deux bassins d'effondrement : à l'Ouest le bassin d'Ébreuil, à l'Est le bassin de la Limagne bourbonnaise, dont l'étude ne fait pas partie du présent travail.

Les terrains cristallins du horst de Jenzat sont des micaschistes, des gneiss, des migmatites et différents faciès de granite. Il y a en outre une couverture constituée de formations pyroclastiques viséennes, de cornéennes et andalousite, de calcaires oligocènes et de cailloutis pliocènes.

Chapitre II

Le socle : zonéographie et pétrographie de la série cristallophyllienne de la Sioule

I. INTRODUCTION

1. Définition de la série cristallophyllienne de la Sioule

Telle qu'elle a été cartographiée par les anciens auteurs (L. DE LAUNAY, 1894, et G. GARDE, 1934) et telle qu'elle a été décrite plus récemment (J. RICHARD, 1938), la *série cristallophyllienne de la Sioule* est définie comme l'ensemble des terrains cristallophylliens situés « aux confins de l'Auvergne et du Bourbonnais... entre les Combrailles et la Limagne... L'ensemble des roches qui composent (cette région) représente une série à peu près complète des schistes cristallins » (J. RICHARD, 1938, p. 2).

L'ouvrage de RICHARD s'intitule : « *Etude de la série cristallophyllienne renversée de la Sioule aux confins de l'Auvergne et du Bourbonnais* ». Ce titre appelle diverses remarques. Tout d'abord, le *renversement* est présenté par RICHARD comme une explication de l'inversion des zones de métamorphisme. Autrement dit, l'ordre normal de superposition correspondrait à une succession de profondeurs croissantes. En fait, il

ne s'agit là que d'une hypothèse, à laquelle on ne saurait attribuer de valeur universelle (J. GROLIER, 1963). De plus, c'est dans le titre du mémoire de RICHARD que se trouve employée, pour la première fois semble-t-il, l'expression « série cristallophyllienne de la Sioule » qu'annonçait déjà la description « d'une coupe à travers la série des ectinites de la vallée de la Sioule » (J. JUNG et M. ROQUES, 1963, p. 43).

Depuis lors, l'expression « série cristallophyllienne de la Sioule » est entrée dans la littérature et le *Lexique stratigraphique international* (vol. I, fasc. 4 *al*, p. 378) l'a enregistrée. Mais les « séries cristallophylliennes » n'ont pas, rappelons le, de signification chronostratigraphique au contraire des « séries » au sens des stratigraphes. C'est ainsi que se trouve représentée dans le Massif Central français la même série stratigraphique dans au moins deux séries cristallophylliennes distinctes : celles de la Sioule et du Chavanon.

Il faut enfin ajouter une remarque à la définition originelle donnée par RICHARD : « ensemble des terrains cristallophylliens... entre les Combrailles et la Limagne ». En effet, certains ensembles lithologiques ont une originalité assez grande pour que l'on hésite à les inclure dans la « série cristallophyllienne de la

Sioule » et ceci d'autant plus que leurs relations structurales avec celle-ci sont loin d'être parfaitement élucidées. Il s'agit de ce que j'appellerai (chap. III) les groupes cristallophylliens de Breuilley-Cesset et de Rochefort.

2. Cartographie des zones de métamorphisme de la série cristallophyllienne de la Sioule

La carte géologique qui accompagne le présent mémoire a été levée en utilisant, concurremment avec l'analyse structurale, la méthode zonéographique de JUNG et ROQUES. Or, la vallée de la Sioule a fait précisément l'objet d'une des premières études de zones d'isométamorphisme dans le Massif Central français. La coupe entre Lisseuil et le Pont de Menat était même donnée en exemple, avec deux coupes du Bas-Limousin et une de la Montagne Noire, dans l'ouvrage de JUNG et ROQUES (1936) sur les zones d'isométamorphisme. Peu de temps après, le travail de RICHARD (1938) était l'une des toutes premières études régionales publiées sur la zonéographie du Massif Central. Par conséquent, on pouvait s'attendre à ce que la méthode zonéographique, même maniée par un autre géologue, donnât sensiblement les mêmes résultats que ceux précédemment obtenus dans cette région.

De fait, malgré un nombre d'observations aussi grand que possible, je n'ai modifié le lever de RICHARD que sur des points de détail. Il serait fastidieux de les signaler tous ; par exemple, j'ai trouvé une continuité des gneiss à l'Ouest de Servant, le long du massif de microgranite ; il y a une lanière de micaschistes le long de ce même massif, dans la région de Chouvin ; il n'y a pas de continuité entre les gneiss à deux micas de la région de Marcillat et ceux du horst de Jenzat, car là s'intercale le groupe cristallophyllien de Rochefort ; on retrouve la zone des micaschistes dans le Nord du horst de Jenzat au Nord des gneiss à deux micas, en face de Charroux, etc. D'une manière générale, la zone des micaschistes à deux micas a été un peu réduite par rapport aux limites que lui avait assignées RICHARD. Par ailleurs, j'ai cartographié un ensemble de gneiss à deux micas et sillimanite assez largement représenté dans la région.

3. Plan de l'étude

Dans les pages qui suivent, la description est menée à la fois du point de vue régional et pétrographique. Pour chaque zone, on indique tout d'abord la localisation géographique et l'extension. Puis on décrit les différents faciès pétrographiques qui se rencontrent dans la zone considérée en indiquant pour chacun

d'entre eux la répartition géographique et éventuellement la localité type.

II. LA ZONE DES MICASCHISTES A DEUX MICAS

1. Extension

La zone des micaschistes à deux micas est représentée dans les unités géologiques suivantes : antiforme de La Bosse, synforme de Saint-Gal et synforme du Pont de Menat à l'extrémité méridionale du massif de Pouzol-Servant, horst de Jenzat.

C'est dans l'antiforme de La Bosse qu'elle a la plus grande extension en affleurements. Sur la carte, la zone des micaschistes à deux micas dessine une forme grossièrement arrondie s'appuyant sur le massif microgranitique de Pouzol-Servant situé au Sud, et qui de plus enserre complètement le massif d'Echassières-les-Colettes. La plus grande dimension de cet ovale irrégulier est 10,5 kilomètres, dans la direction NE-SW, en passant près de La Bosse. Dans la direction transverse NW-SE, en passant par Montmins, la dimension est d'environ 8 kilomètres.

Dans la synforme de Saint-Gal, les micaschistes se trouvent à la périphérie. Ils forment une sorte de lanière le long du massif microgranitique de Pouzol-Servant, depuis Chouvin jusqu'à Pouzol. Ils couvrent au contraire une étendue importante dans la région de Saint-Pardoux (la R. N. 143 les traverse sur plus de 3 km), puis contournant le massif microgranitique par le Sud, ils rejoignent à Lisseuil la vallée de la Sioule qui les traverse sur 1,2 kilomètre. Ils participent alors à la structure de la synforme du Pont de Menat.

On retrouve aussi la zone des micaschistes à deux micas dans le horst de Jenzat, d'une part aux environs de Jenzat, d'autre part sur une étendue très restreinte, à l'Ouest de la faille de Neuvial, près de Charroux.

2. Pétrographie (1)

Dans l'antiforme de La Bosse, la zone des micaschistes est représentée par différents termes de la séquence repère alumineuse et de la séquence arénacée. Les

(1) On trouvera dans l'ouvrage de BERTHELAY (1969, p. 75-76) plusieurs analyses chimiques des micaschistes et des gneiss de la série de la Sioule.

En ce qui concerne les teneurs en aluminium, BERTHELAY note une coupure (p. 66) entre les « gneiss supérieurs » (Al_2O_3 19 %) et les « gneiss inférieurs » (Al_2O_3 17,5 %) et pour ce qui est du fer et du magnésium une concentration au niveau des gneiss inférieurs.

premiers sont de loin les plus répandus et ils forment l'essentiel de cette série au total assez monotone. On y distingue différents faciès. Ceux-ci seront décrits tout d'abord. On en examinera ensuite les particularités structurales et la répartition. Enfin, on signalera les rares gisements de quartzites associés aux micaschistes.

Un premier faciès de micaschistes, que j'appellerai « *micaschistes moyens* », est composé essentiellement de muscovite et biotite présentes en quantités à peu près égales, accompagnées de quartz assez abondant pour donner à la roche un aspect légèrement gréseux. Un plagioclase résiduel, toujours très altéré (séricite) est généralement présent en quantité moindre que le quartz, mais dans quelques cas il peut faire défaut. On retiendra aussi l'existence de la chlorite, en général accessoire, et surtout du grenat, spongieux et microscopique. En outre, de la tourmaline a été rencontrée en quelques rares cas et uniquement en lames minces. L'ensemble des caractères qui viennent d'être énoncés est donc assez banal pour que ce faciès de « *micaschistes moyens* » serve à définir, par comparaison, trois autres faciès qui possèdent tous, comme on va le voir, une particularité spécifique.

Les *micaschistes à chlorite et muscovite* sont relativement riches en phyllites et celles-ci, de grande taille, forment des lits très continus (fig. 4). Le quartz et le plagioclase (oligoclase 25 % An) existent en petites quantités. La biotite est généralement absente : dans presque tous les cas, elle a été complètement transformée en chlorite avec exsudation de rutil, limonite et d'une fine pigmentation de minéraux opaques. On observe en outre fréquemment des quantités notables de sillimanite.

Le faciès des *micaschistes argentés* est caractérisé par la prédominance de la muscovite (fig. 5). L'absence de biotite est spécifique. La séricite, abondante, contribue à donner à la roche son aspect satiné. Il



FIG. 4. — *Micaschistes à chlorite, extrémité sud du Bois Jaumat, $\times 6,56$.*

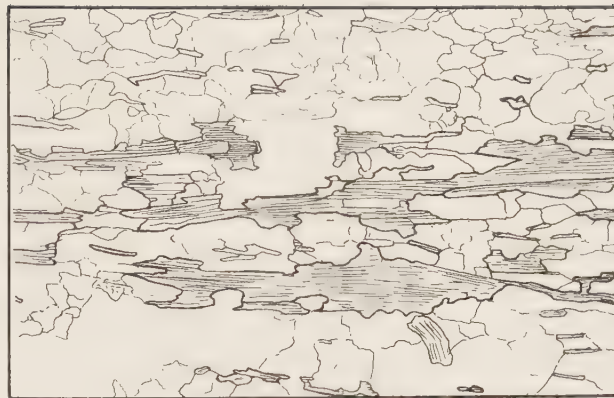


FIG. 5. — *Micaschistes de type argenté, 500 m au Nord de Montignat, $\times 8,4$.*

peut exister une petite quantité de chlorite, mais ce n'est pas là un caractère constant puisque ce minéral est parfois totalement absent. On observe en outre une pigmentation abondante ainsi que de la limonite et de l'hématite, responsable de la couleur quelquefois légèrement violacée que présentent certains échantillons. On ne saurait clore la description de ce faciès sans indiquer la présence sporadique de tourmaline, de grenats totalement transformés en hématite et chlorite, et de staurotide pseudomorphosée plus ou moins complètement en séricite. Ce dernier point permet de supposer que certains au moins de ces micaschistes argentés pourraient résulter d'une transformation à partir des faciès très particuliers dont il va être question maintenant.

Les *micaschistes tachetés à staurotide* présentent une linéation que marquent à la fois un certain gauchage des feuillets micacés et l'alignement des staurotides. Celles-ci donnent aux sections normales à la linéation un aspect tacheté caractéristique. Un tel faciès évoque, sur le terrain, le faciès tacheté classique de certains schistes métamorphisés par contact. Mais l'examen microscopique montre qu'il ne s'agit que d'une simple ressemblance et si un métamorphisme de contact, dû à la proximité du granite d'Echassières, peut être mis en cause, ce n'est que d'une manière très indirecte. Il apparaît en effet, à l'examen microscopique, que ces taches sont constituées de staurotide généralement pseudomorphosée plus ou moins complètement en séricite : au milieu des paquets sériciteux, responsables de l'aspect tacheté, la staurotide ne subsiste qu'à l'état de résidus, ce qui explique qu'elle ne soit pratiquement jamais reconnaissable à l'œil nu. Exceptionnellement on a pu observer un cristal maclé de staurotide. Enfin, pour compléter cette description minéralogique on remarquera que le plagioclase est rare, que la muscovite est abondante, ainsi que la chlorite, laquelle résulte apparemment d'une transformation secon-



FIG. 6. — *Files sinueuses d'inclusions dans un grenat, micaschistes à staurotide et grenat, Nades* $\times 8,4$.

daire de la biotite — comme dans les cas précédents — et que le grenat, d'aspect spongieux, est relativement fréquent (fig. 6) ; cette fois-ci, la tourmaline n'est pas rare. Enfin, les minéraux opaques sont de l'hématite, de l'ilménite et de la limonite.

Dans la série cristallophyllienne de la Sioule, la staurotide ne se rencontre pas uniquement au voisinage du granite d'Echassières, ce qui infirme à l'avance l'hypothèse selon laquelle ce minéral serait né par métamorphisme de contact. En revanche, ce qui relève du contact, c'est la transformation de la staurotide en séricite. Celle-ci se manifeste en effet principalement au voisinage du granite d'Echassières.

Les inclusions quartzeuses dans la staurotide peuvent présenter un dessin sinueux et régulier sans que cela empêche cependant le minéral d'avoir une extinction parfaitement franche (fig. 7). Ceci confirme les observations que les auteurs ont pu faire en d'autres régions, où une tension semble favoriser le développement de la staurotide (F.-J. TURNER, 1948,



FIG. 7. — *Staurotide avec files d'inclusions sinueuses, micaschistes à staurotide et grenat, Nades*, $\times 6,6$.

S. GUEIRARD, 1959). Cette tension serait responsable de la rotation, en cours de croissance, prouvée par les files sinueuses d'inclusions. De tels exemples de rotation ont été décrits maintes fois (A. HARKER, 1950, p. 221).

Enfin, postérieurement à cette déformation syn-cristalline, a eu lieu la légère rétro-morphose, plus ou moins poussée selon les localités, qui a transformé les staurotides en paquets de lamelles de séricite enchevêtrées (fig. 8 et 9). Dans quelques cas la séri-

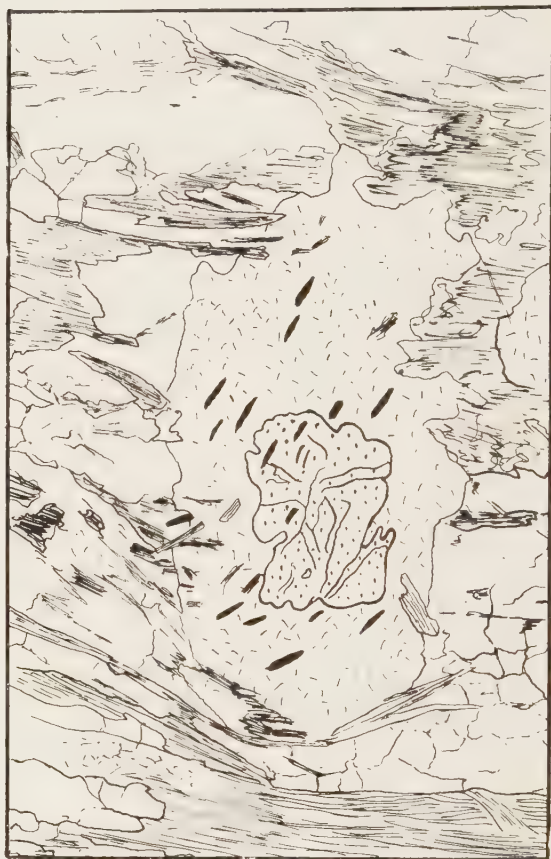


FIG. 8. — *Staurotide résiduelle et files d'inclusions opaques dans un amas sériciteux, micaschistes, 1 500 m au N.NE de la Croix-des-Bois*, $\times 9,2$.

citisation est à peine ébauchée, dans d'autres au contraire la pseudomorphose est totale ; mais en général on observe des résidus du minéral initial. De telles pseudomorphoses ont été décrites autrefois par BARROW (1893, cité par A. HARKER, p. 349) qui les a dénommées « shimmer-aggregate », c'est-à-dire agrégat moiré. Elles peuvent expliquer en partie la relative rareté apparente de la staurotide dans les séries cristallophylliennes du Massif Central. En effet, l'exemple des micaschistes de l'antiforme de La



FIG. 9. — *Staurotide résiduelle dans des amas sériciteux, 1 km à l'Est de Houzinat, $\times 9,2$.*

Bosse montre que la staurotide est difficile à discerner à l'œil nu, lorsqu'elle est dissimulée par son enveloppe de séricite. C'est également aux déformations postcristallines qu'il faut rattacher le phénomène d'éclatement des grenats observé à la charnière de certains microplis (fig. 10).



FIG. 11. — *Grenat dans micaschiste, 1 km au Sud de La Bosse, $\times 6,6$.*



FIG. 10. — *Grenat éclaté et altéré à la charnière d'un micropli, micaschiste, collection Cantagrel Fac. Sc. de Clermont-Ferrand, $\times 6,6$.*

Une particularité structurale importante de ces micaschistes est l'existence de linéations. Celles-ci sont fréquentes, mais n'existent cependant pas sur tous les échantillons. Selon le cas, il s'agit d'alignements minéraux (linéations « minérales », ou d'un gaufrage des feuillets phylliteux. Il faut distinguer, parmi les linéations minérales, celles qui sont dues à un alignement de minéraux situés dans le plan de schistosité, de celles qui sont marquées par la trace de minéraux phylliteux obliques sur la schistosité principale. Parmi les linéations de gaufrage, on peut distinguer, d'une manière un peu théorique, le gaufrage proprement dit du boudinage microscopique. Les deux s'observent bien, associés ou non, sur les sections transversales à la linéation et celle-ci existe environ six ou sept fois sur dix pour les micaschistes de l'antiforme de La Bosse. Ce boudinage microscopique se manifeste par une large ondulation des feuillets micacés qui enserrrent soit un agrégat amygdalaire quartzo-feldspathique, soit un minéral relativement plus tardif comme le grenat (fig. 11) ou plus fré-

quemment la staurotide. L'allure que présentent les sections à la fois parallèles à la linéation et orthogonales à la schistosité (fig. 12), est caractérisée tantôt par un feuilletage parfaitement réglé, tantôt par des amygdales de forme beaucoup plus allongée, ou bien encore par des ondulations larges et de faible amplitude des feuillets micacés.

Dans certains cas, on remarque en outre, associée au microboudinage, une certaine variabilité dans la position des muscovites, par rapport à la disposition moyenne des autres micas, voire même une certaine tendance des micas à se placer en travers du feuilletage principal (fig. 13).

L'orientation géométrique des cristaux de staurotide, pseudomorphosés ou non, n'est pas quelconque dans les faciès qui en contiennent. Le minéral est

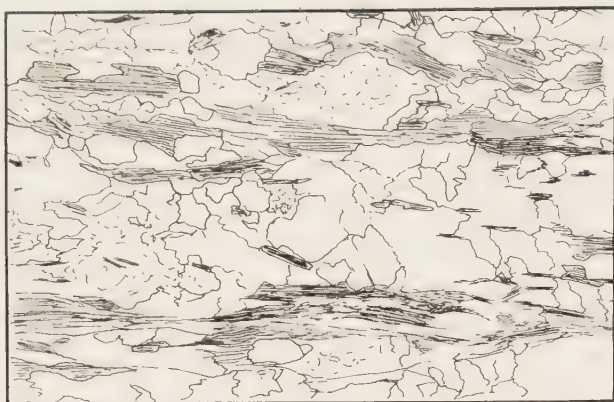


FIG. 12. — Micaschiste, route de Lalizolle, 500 m à l'Ouest de La Bosse, coupe parallèle à la linéation, $\times 6,6$.

disposé à plat selon la schistosité et son allongement marque la linéation. Le volume qu'il occupe correspond à la boursofflure, généralement bien visible à l'œil nu, des feuillet micacés et au boudinage microscopique que l'on observe en lame mince. La linéation de gaufrage est concordante avec cette linéation minérale. Dans les micaschistes de La Bosse, on n'observe jamais de staurotide disposée franchement en travers de la schistosité, comme il en a été décrit par exemple dans les Maures (S. GUEIRARD, 1959, p. 113 et 189). Dans le cas qui nous occupe, on peut voir là la preuve que la staurotide appartient au même cycle de métamorphisme que les micas, bien qu'elle leur soit un peu postérieure. Les tensions qui avaient accompagné la cristallisation des micas subsistaient lors de la formation des staurotides et des grenats. En d'autres termes, le métamorphisme apparaît ici comme une succession de phases de cristallisation et de déformation sous des contraintes qui restaient à peu près constantes en orientation. La pseudomorphose des staurotides est au contraire un phénomène



FIG. 13. — Même échantillon que fig. 12, section normale à la linéation, $\times 6,6$.

tout à fait tardif, traduisant un relâchement total des contraintes, puisque les pseudomorphoses ne sont pas déformées. On arrive ainsi à faire la part des phénomènes primaires, le métamorphisme, et des phénomènes secondaires, la rétro-morphose. Ceci renseigne en même temps sur la signification des linéations : celles-ci ont été déterminées par la tension même du métamorphisme général. Il s'agit de linéations contemporaines du métamorphisme. Ainsi s'explique en même temps le fait qu'il n'y ait généralement qu'une direction de linéation visible dans les micaschistes de La Bosse.

Il reste à signaler deux observations isolées pour terminer cette description des micaschistes de La Bosse. L'une a été faite sur un micaschiste à faciès moyen en provenance d'un affleurement situé sur la rive droite du ruisseau Bellon, à l'Ouest de Coutansouze, à mi-chemin entre les cotes 524 et 562. Il s'agit d'une charnière de pli isoclinal microscopique dont les flancs sont confondus avec le feuilletage principal (fig. 14). A l'œil nu, le fait pouvait rester inaperçu,

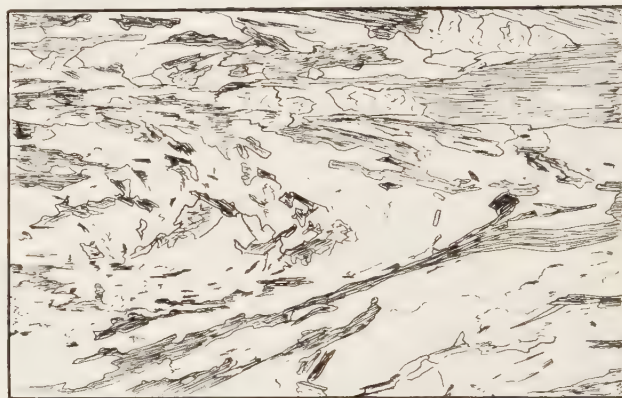


FIG. 14. — Micropli intrafolial, micaschistes du ruisseau Bellon, à mi-chemin entre les cotes 524 et 562, $\times 7,12$.

mais il est bien visible dans une lame mince normale à s et parallèle à b . Des biotites fraîches, obliques sur les feuillet principaux riches en micas blancs, soulignent cette charnière. Il est tout à fait significatif que cette observation ne soit possible que sur une section parallèle à la linéation : ceci montre en effet que la déformation de ce pli est indépendante des déformations symmétamorphes. Le feuilletage principal du micaschiste apparaît ici comme un clivage schisteux vis-à-vis des anciens lits sédimentaires ployés isoclinale. Cette observation est restée unique et il convient d'être prudent en ce qui concerne la valeur de généralité que l'on doit lui attribuer. Quoi qu'il en soit, on en tiendra compte en évitant de conclure trop hâtivement à un parallélisme parfait de la stratification et de la schistosité du micaschiste.

D'une manière générale, les microplis observés couramment dans les micaschistes ont une toute autre allure : la déformation est postérieure au métamorphisme et les micas sont ployés aux charnières (fig. 15).

Une autre observation a été faite sur un échantillon de micaschiste prélevé, en place, dans le lit du ruisseau des Fayes, au Sud-Est de Coutansouze, en sous-bois, mais à une centaine de mètres de la vaste clairière du hameau des Fayes, entre le Bois Jaumat et la forêt des Colettes proprement dite. Cet échantillon est exceptionnel à plusieurs égards : d'une part il a le faciès des micaschistes moyens alors qu'il contient de la staurotide. Celle-ci, d'autre part, est partiellement séricitisée et pourtant la roche n'a pas le faciès tacheté. Mais la particularité la plus originale de cet échantillon est une linéation minérale très nette due à des biotites obliques sur la schistosité principale. On se rend compte au microscope que ces biotites sont de néoformation, puisqu'elles repoussent et englobent certains anciens feuillet micacés (fig. 16). Localement elles ont pu, en outre, subir elles-mêmes une légère déformation (fig. 17). Une section trans-

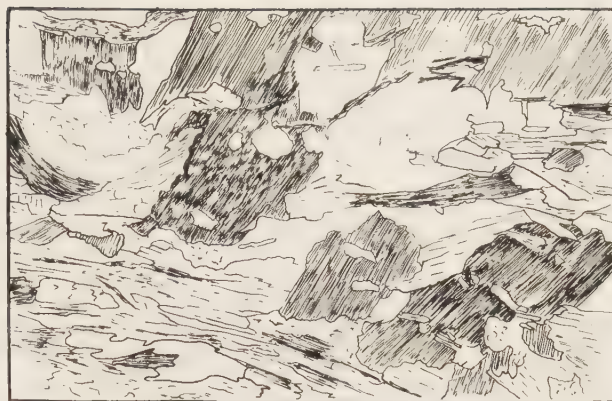


FIG. 16. — Micaschistes à biotites transverses ; les biotites de néoformation englobent des cristaux de quartz et de micas anciens qui marquent la foliation initiale ; ruisseau du Bois Jaumat, à 1 km au NE des Fayes, $\times 10,5$.

versale montre que ces biotites ne sont disposées parallèlement les unes aux autres que d'une manière approximative : en gros, transversal à la schistosité principale, leur clivage peut prendre des directions obliques oscillant d'une trentaine de degrés d'un côté ou de l'autre de cette position moyenne. Il ne semble pas que ces biotites obliques soulignent d'anciennes structures sédimentaires, d'une part à cause de cette variabilité dans les directions, d'autre part du fait qu'aucune différence lithologique n'est observable transversalement à la schistosité principale.

Marquée par les biotites de néoformation, la linéation est très régulière. La raison en est que les biotites ont leur face (100) en zone sur la direction de linéation. Une dernière particularité méritant d'être signalée est la forme inhabituelle de ces biotites : elles sont allongées selon la direction de linéation qui correspond ici à l'un des axes binaires du prisme pseudohexagonal. Elle se présentent de ce fait en baguettes d'un demi-centimètre de long environ et de moins d'un millimètre d'épaisseur. La structure de ce micaschiste est schématisée par la figure 18.

Là encore, le fait d'observation est resté unique. Peut-être se serait-il manifesté plus souvent, si cette région n'avait eu un recouvrement sylvestre si important. Mais, pour l'instant, sans négliger l'intérêt des caractères qui font son originalité, on doit considérer cette roche comme aberrante. En particulier, on ne saurait conclure de l'examen de cette seule roche qu'il y a eu succession de plusieurs métamorphismes dans cette région. Tout au plus, on est en droit de penser qu'au cours du métamorphisme (unique), les contraintes qui, localement, commandaient l'orientation des cristaux de biotite, ont pu changer de direction ou, ce qui revient au même, qu'un certain volume de roches a pu basculer. Sous cette même rubrique des faits d'observation singuliers, nous citerons en



FIG. 15. — Micropli, micaschiste, moulin Parrot près de Jenzat, $\times 9,2$.



FIG. 17. — Mêmes échantillon, biotite seconde légèrement déformée, $\times 14,7$.

dernier lieu une ébauche de schistosité oblique observée en lame mince sur un échantillon de micaschistes leucocrates provenant d'un point situé à 500 mètres environ au Nord de Montignat.



FIG. 18. — Mêmes échantillon, disposition schématique des biotites dans la roche.

La répartition des différents faciès de micaschistes montre :

- l'importance de la zone des faciès tachetés à staurotide, excentrée par rapport au massif granitique d'Echassières, ce qui suggère que la présence de la staurotide est sans rapport avec la proximité du granite ;

- la répartition périphérique des grenats par rapport à la zone à staurotide ;

- la répartition assez quelconque de la chlorite et des faciès à grandes paillettes de micas ;

- la localisation des faciès leucocrates sur des alignements, un peu hypothétiques certes, mais qui pourraient représenter d'anciens niveaux sédimentaires indépendants de la zonéographie.

Dans les autres unités géologiques, synformes de Saint-Gal et du Pont de Menat, horst de Jenzat, les faciès de micaschistes sont identiques au type moyen des micaschistes de l'antiforme de La Bosse.

Quant aux quartzites, ils sont relativement rares. On doit cependant en signaler deux affleurements relativement importants. L'un, situé dans l'antiforme de La Bosse, non loin des gneiss, est celui du « rocher des fusillés », au bord du ruisseau de la Veauce. La roche est composée essentiellement de quartz accompagné d'un peu de séricite et de chlorite. Elle forme un banc subhorizontal puissant d'une dizaine de mètres, ce qui est le maximum observé dans toute la série de la Sioule, où d'ordinaire les niveaux de quartzites ne dépassent pas 2 mètres de puissance. L'autre affleurement est, dans le horst de Jenzat, celui du banc de quartzite, épais de 2 mètres, penté vers le Nord-Est, qui recoupe de thalweg du ruisseau de Chassignat, à 1 kilomètre au Sud-Ouest de Jenzat.

III. LA ZONE DES GNEISS A DEUX MICAS

1. Extension

La zone des gneiss à deux micas est présente dans les mêmes unités géologiques que la zone des micaschistes : antiforme de La Bosse, synforme de Saint-Gal et du Pont de Menat, horst de Jenzat.

Dans l'antiforme de La Bosse, elle dessine en plan une couronne dont la largeur est de l'ordre de 0,8 à 1,9 kilomètre autour des micaschistes. Mais, à la différence de la zone des micaschistes, la zone des gneiss à deux micas se prolonge vers les unités géologiques voisines :

— la synforme de Saint-Gal, où elle couvre environ un tiers de la superficie, entre Chouvigny et Saint-Pardoux ;

— la synforme du Pont de Menat, où elle dessine sur la carte une bande qui longe tout d'abord le microgranite de Pouzol-Servant, de Servant jusqu'à la Sioule et au-delà, pour s'épanouir ensuite au Nord de Lisseuil et plus à l'Ouest jusqu'à la région de Teilhet.

Dans le horst de Jenzat, la zone des gneiss à deux micas couvre plus de la moitié de la superficie occupée par les terrains cristallophylliens, notamment entre les failles de Neuvial et de Saint-Bonnet.

2. Pétrographie

a) LES FACIÈS PÉTROGRAPHIQUES. LEUR RÉPARTITION

Ce sont principalement des gneiss à deux micas. Ils forment la quasi-totalité des roches rencontrées dans cette zone. Dans l'antiforme de La Bosse, on rencontre en outre des « roches vertes » : quelques cailloux de serpentine le long de la route d'Echassières à Durmignat, sans que le gîte ait pu être observé en place et, dans le même secteur, des amphibolites et des serpentines, dans le chemin de Pranoix au Poirier. Dans la synforme de Saint-Gal, les faciès de gneiss à deux micas sont associés à de nombreux filons-couches de granophyres et de microgranites. Mais on ne connaît ni serpentine, ni amphibolite. Dans la synforme du Pont de Menat, en revanche, les porphyres sont rares alors qu'on retrouve des amphibolites (amphibolite des Côtes) et des serpentines (serpentine de Teilhet). Enfin, dans le horst de Jenzat, on ne connaît ni amphibolite ni porphyre associé aux gneiss à deux micas, mais un gîte de serpentine est présent à la carrière de Neuvial et, localement, les gneiss à deux micas passent à des faciès de migmatites.

b) LES FACIÈS PÉTROGRAPHIQUES. DESCRIPTION (1).

α. Les gneiss à deux micas

Dans l'antiforme de La Bosse, le faciès des gneiss à deux micas est, d'une manière générale, partout à peu près semblable. On peut néanmoins distinguer quelques nuances autour d'un type moyen, particulièrement répandu. Il s'agit d'une assez belle roche, riche en micas noirs et blancs. Les lits quartzofeldspathiques d'un à quelques millimètres d'épais-

seur ont souvent une allure lenticulaire et présentent des terminaisons effilées. Ce type est composé d'oligoclase, de biotite montrant des auréoles pléochroïques autour des inclusions de zircon, de muscovite, de sillimanite et de minéraux opaques en granules. Il montre parfois des plissottements dessinés par la sillimanite et par les micas. La sillimanite est en lits ondulés ou contournés, quelquefois rassemblés en des sortes de pelotes. Il est rare que les micas soient individuellement tordus, mais leurs lits dessinent des replis aux charnières desquels chaque lamelle présente une orientation légèrement différente de celle de ses voisines (fig. I, hors-texte).

Un faciès un peu plus leptynique diffère du type moyen par sa texture mieux réglée, bien plane, et la plus grande abondance de quartz et d'oligoclase comparativement à la quantité de micas, biotite et muscovite. La sillimanite en est absente. Enfin, on observe quelquefois des types granitoïdes leucocrates. Outre les deux micas habituels, biotite et muscovite, la sillimanite y est abondante et, en plus du plagioclase, on observe du microcline accompagné de myrmékite.

Dans la synforme de Saint-Gal, on retrouve les faciès largement micacés ou au contraire légèrement leptyniques. La vallée de la Sioule en offre de beaux affleurements en aval de Chouvigny et la carrière du château de Chouvigny permet de les observer dans de bonnes conditions. Dans cette carrière, on observe notamment une série de replis couchés vers l'Ouest. Bien visibles, car la roche est dans un état de fraîcheur exceptionnelle, ces plis intrafoliaux sont localisés en deux « niveaux » particuliers. Ils ont déjà été signalés (J. GROlier, 1962) et décrits (J. GROlier et P. VIALON, 1934). L'étude au microscope montre que le dessin des plis est matérialisé par la répartition des minéraux en lits alternativement clairs et sombres, mais que l'orientation des micas n'est pas déterminée uniquement par cette surface de litage. En d'autres termes, les micas se présentent sous deux orientations préférentielles : l'une celle du litage, l'autre celle du plan axial de ces plis intrafoliaux isoclinaux, c'est-à-dire celle de la foliation générale de ces gneiss très bien réglés en dehors de ces niveaux singuliers. A la charnière de ces plis, l'orientation des biotites peut paraître ainsi un peu confuse, mais il n'y a jamais à cet endroit de micas rigoureusement parallèles au litage, ce qui les rendrait exactement transverses à la foliation. Pour peu que le lit examiné soit un peu plus riche en micas, c'est alors la foliation qui prédomine.

Mais il existe dans les gneiss à deux micas de la synforme de Saint-Gal des microplis d'un autre style. L'échantillon (fig. IVa h.-t.) en offre un bon exemple. Là, les micas suivent le litage jusque dans tous les détails et ils ne montrent aucune tendance à s'orienter parallèlement au plan axial des microplis.

(1) Voir la note, *supra*, p. 16.

Dans le horst de Jenzat, les faciès typiques de gneiss à deux micas, largement micacés, identiques à ceux des unités de La Bosse et de Saint-Gal, se retrouvent en abondance. Ce sont eux qui forment les abrupts des gorges de la Sioule au viaduc de Rouzat. Ils sont parfois associés à d'autres faciès de gneiss : des gneiss à biotite et sillimanite près du château des Ruiliers, ailleurs des migmatites, les unes et les autres ne couvrant pas de grandes étendues.

On observe également des gneiss leptyniques, notamment à l'Est du château de Rochefort, sur la rive gauche de la Sioule, immédiatement après le coude de la rivière. Il s'agit de roches relativement massives, d'une teinte générale rosée, salie par les chlorites verdâtres. Le quartz est abondant, les biotites ont été transformées en chlorite avec exsudats d'aiguilles de rutile. La muscovite est intacte, Les plagioclases, indéterminables, sont entièrement séricitisés.

On retrouve de tels gneiss leptyniques, chloriteux et à muscovite, à 400 mètres en aval du viaduc de Rouzat, sur la rive gauche de la Sioule. Ils ressemblent aux gneiss de Rochefort, mais ici le plagioclase n'est pas trop altéré. Il s'agit d'oligoclase 25 % An. Il y a en outre un peu de microcline. On peut voir dans la proximité des migmatites à chlorite de la carrière de Neuval une cause à la présence du microcline et à la chloritisation des biotites dans cette roche.

Dans la synforme du Pont de Menat, les faciès sont les mêmes que dans les autres unités à cette différence près que, vers le Sud, s'ajoutent des phénomènes de laminage très particuliers qui affectent les migmatites. L'examen microscopique de ces gneiss laminés montre que dans les charnières des microplis, les micas se disposent selon le cas soit en lamelles flexueuses, soit en lattes enchevêtrées (fig. 19-20). Indépendamment de ces laminages, on peut distinguer



FIG. 19. — Charnière d'un gneiss à deux micas laminé et microplissé, ruisseau de Chatelut, 2 km au Nord d'Ayat, $\times 8,4$.



FIG. 20. — Même échantillon, une autre charnière, $\times 6,6$.

là encore deux types de déformations : les unes synchrones de la cristallisation des micas, les autres postérieures à celle-ci. Un échantillon (fig. IV, hors texte), provenant des affleurements de la route Châteauneuf - Pont de Menat, 100 mètres environ au Sud du ruisseau des Pacolles, au Nord de Lisseuil, donne un bon exemple de déformation syncristalline. Comme dans le cas des gneiss de Chouvigny, les micas s'orientent les uns selon le litage et par conséquent ils dessinent le pli, les autres selon le plan axial du pli est aussi le plan de la foliation générale des gneiss dans ce secteur (fig. 21).

A cet égard, il n'y a pas de différence de comportement entre les muscovites et les biotites. On trouve les deux sortes de micas orientées selon ces deux directions. De plus, on peut trouver des biotites de litage qui paraissent avoir repoussé les biotites de plan axial (fig. 21). Celles-ci seraient donc antérieures à celles-là : conclusion paradoxale... Mais comme on peut faire également l'observation inverse dans la même lame mince (fig. 22) et que, d'autre part, aucun

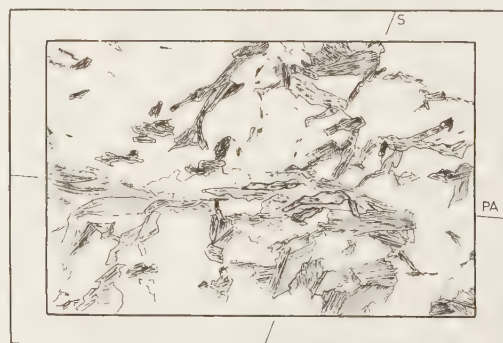


FIG. 21. — Double orientation de la biotite, charnière d'un gneiss à deux micas plissé en aval de Lisseuil (même échantillon que figure IV b), $\times 1,85$.

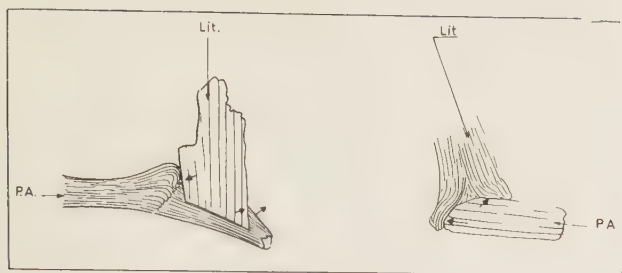


FIG. 22. — Relations biotite de litage-biotite de plan axial, gneiss à deux micas, 1 km au Nord de Lisseuil (P. A. : plan axial, Lit. : litage).

caractère microscopique particulier n'accompagne telle ou telle orientation, on doit en conclure que les biotites de litage et les biotites de plan axial sont contemporaines. Le pli est donc synchrone de la cristallisation de ces micas, sinon antérieur à celle-ci.

Enfin, il n'est pas rare de rencontrer des gneiss microplissés où les micas, tordus, sont cette fois nettement antérieurs à la déformation. On en trouve par exemple au Nord d'Ayat, à mi-chemin des hameaux des Bougets et du Treix, et au Nord de Saint-Rémy-de-Blot, à la sortie du hameau de Busseret sur le chemin allant aux Lamis.

β. Les gneiss à deux micas et sillimanite

En de très nombreux endroits, les gneiss à deux micas se chargent en sillimanite. J'ai pu ainsi cartographier sur la feuille Gannat au 1/50 000 un ensemble de gneiss à deux micas et sillimanite. Ces roches affleurent toujours entre les gneiss typiques de la zone à deux micas et ceux de la zone à biotite et sillimanite. L'endroit où l'on peut les observer le mieux est situé à 2,3 kilomètres au N.NW de Bellenaves, rive gauche d'un ruisseau, dans le petit chemin allant de Fognat à Balady. Une coupe relativement continue les montre aussi au Sud-Ouest de Bellenaves, tout le long de la route partant des Bavins en direction de Lalizolle. Comme les gneiss à deux micas, les gneiss à deux micas et sillimanite sont quelquefois microplissés. On peut en voir de bons exemples à l'endroit indiqué ci-dessus, près de Balady (fig. IV c, hors texte) et aussi près des Bavins, au carrefour de la route allant au Bray (fig. IV d et e, hors texte).

Les gneiss à deux micas et sillimanite ont vraisemblablement une extension plus générale que celle qui est figurée sur la carte. Sur celle-ci, ils ne sont représentés qu'à la bordure orientale de la synforme de La Bosse, région où ces faciès particuliers ont attiré mon attention. Ils ont pu rester inaperçus dans la région ouest, levée antérieurement, mais ceci ne signifie pas qu'ils en soient complètement absents.

De fait, la présence simultanée de muscovite et de sillimanite a été signalée à Tatalliat, près de Louroux-de-Bouble (J.-M. CANTAGREL, 1963, p. 14). J'ai moi-même trouvé de la sillimanite dans les gneiss des Bideaux près de Louroux-de-Bouble, mais ce minéral n'est bien visible qu'au microscope. Il se présente en sortes d'amas tourbillonnaires, en pelotes (fig. 23).

γ. Leptynites

Près du Bray, au sud-ouest de Bellenaves, le long de la petite route menant à Lalizolle, affleure un banc subhorizontal de leptynite puissant de 3 à 4 mètres, dans une petite carrière abandonnée après un début d'exploitation. De teinte beige, la roche est caractérisée par la présence de petites amygdales quartzofeldspathiques de $10 \times 5 \times 3$ millimètres, qui apparaissent en blanc sur le fond de la roche, et par de petits grenats de 2 à 3 millimètres de diamètre. Quelquefois, le grenat est au centre de l'amygdale.

La structure est granolépido-blastique hétérogranulaire. La composition minéralogique est la suivante : quartz, microcline, plagioclases poussiéreux, oligoclase acide, biotite brun rouge à inclusions radioactives et auréoles pléochroïques, muscovite, grenats rosés spongieux (mais ne montrant aucune trace de mouvements) avec de nombreuses inclusions poussiéreuses de biotite ; en remplissage de fissures, produits bruns indéterminés.

Un autre type de leptynite est présent dans la zone des gneiss à deux micas. Il affleure notamment au voisinage de l'amphibolite de Pranoix. Il s'agit de leptynites grises, fines et compactes. En voici la composition minéralogique : quartz, plagioclase, microperthite (peu), biotite légèrement chloritisée, muscovite, épatite, zircon, magnétite. Une leptynite de ce type est visible dans une petite excavation située dans un champ, à 200 mètres à l'Est de l'affleurement

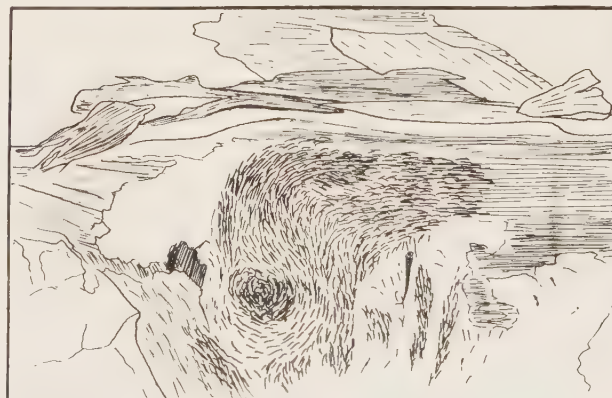


FIG. 23. — Sillimanite en « pelote », gneiss à deux micas et sillimanite, les Bideaux, près Louroux-de-Bouble, $\times 18,1$.

de l'amphibolite de Pranoix (voir plus loin). Elle présente une remarquable linéation minérale (alignement des biotites) orientées N 26° E avec un plongement de 30° vers le Nord-Est.

8. Amphibolite et serpentine de Pranoix

Un alignement de roches basiques, continu sur près de 5 kilomètres dans la région de Durmignat est représenté sur la 1^{re} édition de la feuille Gannat de la carte géologique (L. DE LAUNAY, 1894). Sur la 2^e édition au contraire, GARDE (1934) n'a laissé subsister qu'une petite lentille au hameau de La Pique situé au Sud de Durmignat. En fait, les conditions actuelles d'affleurements ne permettent pas d'assurer que ce niveau basique soit réellement continu. Il peut s'agir tout aussi bien d'un chapelet de gîtes lenticulaires.

Près de Durmignat, dans le chemin de Pranoix au Poirier, on observe un ensemble de roches basiques. Les conditions de gisement en sont mal visibles. L'ensemble paraît disposé de façon approximativement concordante avec la foliation des gneiss, mais ce n'est pas certain. Il s'agit tout d'abord d'un banc d'amphibolite épais de quelques mètres. Cette roche a été décrite par CANTAGREL (1963, p. 15) qui en donne la composition minéralogique suivante : hornblende verte, andésine, quartz, biotite légèrement chloritisée, sphène, apatite, rutile. Associée à cette amphibolite se trouve une serpentine boudinée (fig. V, hors texte). Celle-ci est composée des minéraux suivants : antigorite, une chlorite incolore dont les lamelles enserrant de petits amas de produits opaques, iddingsite, une amphibole incolore monoclinique dont l'angle d'extinction est de 25°. Cette composition est voisine de celle que FORESTIER (1962, p. 56) donne d'une manière générale pour les péridotites serpentinisées de France.

Immédiatement à l'Ouest de cette serpentine, et au-dessus, pour autant que les conditions d'affleurement assez médiocres permettent d'en juger, on trouve une roche assez friable et se débitant en sortes de boudins ou de gros rognons à structure zonée (fig. 24). Cette zonation est due à la répartition particulière de trois minéraux :

- la biotite ;
- un minéral se présentant sous forme de fibres blanches soyeuses à disposition rayonnante : mordenite (1) ;
- un minéral de belle teinte vert clair, en prismes fragiles ne dépassant pas 1 centimètre : osannite (1).

(1) Je remercie M. MAILLARD (B. R. G. M., Paris) qui a bien voulu déterminer ces deux minéraux, en utilisant notamment des diagrammes réalisés par M^{me} MERGOIL (Faculté des Sciences, Clermont-Ferrand).

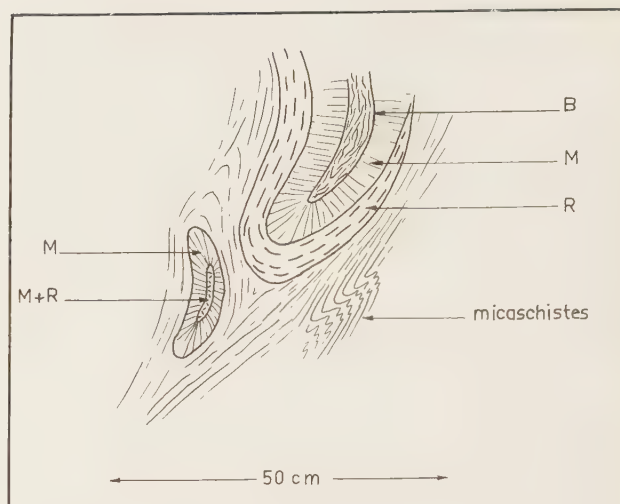


FIG. 24. — Nodules à riebeckite et mordenite de la serpentine de Pranoix.

B = biotite ; = riebeckite (osannite) ; M = mordenite

Il convient ici de s'interroger sur la signification de l'osannite et de la mordenite, minéraux exceptionnellement rares dans les gneiss de la série de la Sioule. L'osannite est une variété de riebeckite, minéral qui a plusieurs types de gisement (DEER, HOWIE, ZUSSMAN, 1963, vol. 2, p. 347-348) : dans les roches ignées alcalines, principalement les granites alcalins, sous forme de crocidolite, notamment dans les « bedded ironstones », comme minéral authigène et enfin associé aux schistes cristallins comme c'est le cas ici. Quant à la mordenite, c'est l'une des zéolites les plus riches en silice. Sa formule est approximativement $(\text{Na}_2, \text{K}_2, \text{Ca}) \text{Al}_2\text{Si}_{10}\text{O}_{24} \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$ (DEER, HOWIE, ZUSSMAN, 1963, vol. 4, p. 402). Selon ces auteurs, la mordenite se trouve habituellement en veines et amygdales dans les roches ignées, comme produit d'hydratation des verres volcaniques et aussi comme minéral authigène dans les sédiments. Ici, la mordenite se trouve dans des schistes cristallins, associée à une serpentine. Il s'agit donc d'un autre type de gisement. La mordenite dérive vraisemblablement de la serpentine par une transformation secondaire.

Dans le gisement, la mordenite est associée avec la riebeckite, par endroits intimement. Ces deux minéraux sont sodiques. Leur coexistence n'est donc pas surprenante. Ce qui l'est plus, c'est la présence d'une zéolite. Il est exclu que l'association riebeckite-mordenite se soit formée dans les mêmes conditions que les gneiss environnants, car parmi l'ensemble des zéolites la mordenite est précisément celle qui se forme à la plus basse température (DEER, HOWIE, ZUSSMAN, 1963, vol. 4, p. 354 et 404). Sa synthèse a été réalisée notamment à 230-300°C. Les gneiss à deux micas se forment au contraire vers 550-700°C. Par conséquent, la mordenite de Pranoix dérive pro-

bablement de la serpentine par une altération hydrothermale sodique.

ε. *L'amphibolite des Côtes*

Au bord de la route Châteauneuf-Pont de Menat, se trouve un affleurement d'amphibolite, à peu près à mi-chemin entre le ruisseau des Pacolles et le carrefour de la route de Saint-Rémy-de-Blot, soit à environ 1 600 mètres en aval de Lisseuil. Cet affleurement, déjà signalé par RICHARD (1938, p. 10), est dans l'alignement des affleurements d'amphibolite indiqués par DE LAUNAY (1894, feuille Gannat, 1^{re} éd.) à Saint-Rémy-de-Blot d'une part et près du hameau des Bretonnes d'autre part. Plus à l'Ouest, dans un chemin au Sud du Treix, j'ai retrouvé quelques cailloux épars d'amphibolite, mais pas d'affleurement en place. Au Nord-Est de Saint-Rémy, c'est vraisemblablement le même niveau d'amphibolite qui se prolonge, légèrement oblique sur les isogrades, par l'affleurement des James. Une disposition lenticulaire est possible, car on ne retrouve pas ces amphibolites près de Busseret, mais l'alignement est indiscutable, concordant avec la foliation sur une distance de 5,6 kilomètres.

L'amphibolite des Côtes forme un banc épais de 2 mètres, penté vers le Nord et dans lequel on peut distinguer deux faciès : à la base, une roche sombre, à grain fin, à texture à peu près équante (fig. 25) ; au-dessus, une roche finement litée, un peu plus claire, à grain plus grossier et feldspaths plus apparents, légèrement rosés (fig. 26). La composition minéralogique est à peu de choses près la même dans les deux faciès : un peu de quartz, beaucoup de plagioclase (andésine acide), hornblende verte, biotite brun verdâtre à auréoles pléochroïques, sphène, magnétite. On trouve en outre un peu d'orthose, accompagnée de myrmékite, dans le faciès à gros grain et,



FIG. 26. — *Amphibolite des Côtes, près Lisseuil, type à gros grain, × 7,2.*

dans le faciès à grain fin, une quantité relativement importante de biotite et une grande abondance d'apatite. Les conditions de gisement (régularité du débit et apparence bien stratifiée) suggèrent que cette amphibolite est d'origine para.

Pour terminer cette revue des amphibolites de la zone des gneiss à deux micas, il faut signaler enfin quelques dalles qui ont été utilisées pour l'aménagement d'un caniveau au bord de la route, à Sante, au Nord d'Échassières. Le gîte n'en est pas connu.

ζ. *Divers*

Dans le horst de Jenzat, les gneiss à deux micas passent localement à des faciès de migmatites, soit par acquisition d'un faciès granitoïde, sans changement notable de la composition minéralogique, soit à cause d'une grande hétérogénéité minéralogique et pétrographique. Le premier cas s'observe sur le plateau à 1 kilomètre à l'Est de Saint-Bonnet-de-Rochefort ; le second dans la carrière de Neuval.

Près du Sillon houiller, dans la région de La Boge, et plus à l'Est, dans la région de Grandmont, on trouve également des migmatites, mais elles sont plus développées que dans le horst de Jenzat. Elles prennent un faciès laminé très particulier. Ces roches, comme celles de Neuval, seront décrites plus loin avec les migmatites.

IV. LA ZONE DES GNEISS A BIOTITE ET SILLIMANITE

1. *Extension*

La zone des gneiss à biotite et sillimanite est présente dans l'antiforme de La Bosse et dans les



FIG. 25. — *Amphibolite des Côtes, près Lisseuil, type à grain fin, × 7,2.*

synformes de Saint-Gal et du Pont de Menat. Par contre, elle est absente du horst de Jenzat. Mais on la trouve dans l'unité de Blot-l'Église.

Dans l'antiforme de La Bosse, la zone des gneiss à biotite et sillimanite forme une auréole continue autour de la zone des gneiss à deux micas. Il s'agit d'une bande dont la largeur d'affleurement est sur la carte de 500 mètres au minimum, à l'Est de Lapeyrouse. Ailleurs, dans la partie nord de l'antiforme de La Bosse, vers Louroux-de-Bouble et Chirat-l'Église cette bande atteint 2,5 kilomètres et dans l'Ouest de l'antiforme elle atteint même 3,5 kilomètres de large, de la région de Durmignat jusqu'au Sillon houiller. Dans l'Est de l'antiforme, il n'y a pas de continuité des gneiss à biotite et sillimanite avec ceux de la synforme de Saint-Gal. Dans celle-ci, les gneiss à biotite et sillimanite prennent un développement considérable, principalement sur la feuille Gannat, entre Saint-Quentin-sur-Sioule et Saint-Gal. Dans la synforme du Pont de Menat, la zone des gneiss à biotite et sillimanite est, là aussi, largement représentée, associée aux migmatites qu'elle entoure. Elle va en continuité de l'antiforme de La Bosse (gneiss de la région de Durmignat) au Pont de Menat pour revenir ensuite vers l'Ouest, au Sud de Neuf-Église, et rejoindre enfin le Sillon houiller. Enfin, on retrouve la zone des gneiss à biotite et sillimanite au Sud de la dislocation de Saint-Pardoux, dans la région de Blot-l'Église.

2. Pétrographie

a) LES FACIÈS PÉTROGRAPHIQUES. LEUR RÉPARTITION.

Faciès repères de la séquence pélitique, les gneiss à biotite et sillimanite forment la masse principale des roches de cette zone. Néanmoins, d'autres roches leur sont associées et, au total, une certaine variété lithologique est manifeste.

En plus des gneiss, on trouve des calcaires métamorphiques et des amphibolites dans l'antiforme de La Bosse ; des quartzites, des leptynites, des amphibolites et des granites dans la synforme de Saint-Gal ; enfin, des calcaires métamorphiques, des amphibolites, des serpentines, des grenatites à disthène et des granites dans la synforme du Pont de Menat.

Dans l'unité de Blot-l'Église, la zone des gneiss à biotite et sillimanite est représentée par les seuls gneiss repères. Dans le horst de Jenzat, les gneiss à biotite et sillimanite n'existent que localement.

b) LES FACIÈS PÉTROGRAPHIQUES. DESCRIPTION (1).

α. Les gneiss à biotite et sillimanite

Dans l'antiforme de La Bosse, c'est principalement au Nord que les gneiss à biotite et sillimanite affleurent. Un échantillon prélevé dans le chemin qui longe la lisière sud-ouest du Boismal, près de Louroux-de-Bouble, montre la sillimanite abondante en fibres alignées. Sa structure est granolépido-blastique et localement diablastique. Les minéraux sont les suivants : quartz, oligoclase à inclusions poecilites de quartz et micas, avec un peu de myrmékite au contact du feldspath potassique, microline diablastique, légèrement perthitique, biotite très riche en inclusions de zircons et auréoles pléochroïques, muscovite résiduelle, sillimanite abondante en touffes flexueuses. La biotite est localement chloritisée (pennine) et présente en ce cas des exsudats d'aiguilles de rutile. L'échantillon en question présente un gausfrage net : le quartz et les feldspaths paraissent synchrones de la déformation (au moins le microline), tandis que la sillimanite et la biotite sont antérieures.

Environ 1 300 mètres à vol d'oiseau de cet endroit, à l'entrée d'un chemin forestier débouchant du Boismal sur la route Bellenaves-Montmarault, j'ai trouvé parmi des gneiss à biotite et sillimanite normaux un faciès pétrographique curieux : un gneiss où la sillimanite, au lieu d'être répartie comme d'ordinaire à peu près uniformément selon des lits plus ou moins continus, se trouve rassemblée en amandes dont les dimensions moyennes sont $8 \times 4 \times 2$ millimètres. En dehors de ces amandes de sillimanite, on peut observer au microscope une quantité notable de petites muscovites. Leur structure diablastique explique qu'elles passent inaperçues à l'œil nu. Pour le reste, les caractères minéralogiques sont banals. Le même type de roche se trouve aussi à la sortie nord du village de Durmignat. Enfin, des « amandes » analogues, entièrement constituées de sillimanite, se rencontrent également dans des gneiss plus leptyniques, près de Chantelle la Vieille, 100 mètres à l'Ouest du ruisseau de Monestier. Dans tous les cas, leur signification reste mystérieuse. Il s'agit peut-être d'anciens cristaux de disthène transformés en sillimanite.

La coupe donnée par le chemin qui contourne le Boismal par l'Ouest montre que dès avant le front des migmatites proprement dit, des faciès de migmatites peuvent apparaître dans les gneiss à biotite et sillimanite. L'échantillon (fig. VI, hors texte) qui provient d'environ 500 mètres en avant du front des migmatites en est un exemple.

(1) Voir la note, *supra*, p. 16.

Dans les autres unités tectoniques, on retrouve les mêmes faciès de gneiss à biotite et sillimanite. Toutefois, ils ne sont représentés que très localement dans le horst de Jenzat, dans le thalweg près du château des Ruiliers. Ils ont là une allure un peu gaufrée et ils contiennent des grenats et un peu de muscovite, mais la sillimanite est beaucoup plus abondante que la muscovite. La biotite et la sillimanite se moulent sur les grenats. Le gaufrage est donc soit contemporain des grenats, soit postérieur à ceux-ci.

Un faciès particulier, très microplissé, de gneiss à biotite et sillimanite, se rencontre quelquefois dans la synforme du Pont de Menat. On a pu l'observer à l'Ouest de Servant, à 400 mètres au Sud des Quartonnets, sur le chemin de Saugère. Sous l'effet du plissement, la roche a acquis une texture fibreuse, à première vue équate en section transverse à la linéation et au contraire très anisotrope sur toutes les sections en zone sur la linéation.

β. Les gneiss à biotite, sillimanite et grenats

RICHARD (1938, p. 11) a signalé des gneiss à grenats près de Péraclos. On trouve en effet des gneiss très riches en grenats dans le chemin qui, partant de Péraclos se dirige au Nord vers la cote 466. Ils affleurent à la sortie du village et sur une centaine de mètres.

Outre les affleurements de Péraclos, on peut observer ces roches en au moins huit localités de la synforme de Saint-Gal :

- sur la petite route de Nades à Ébreuil par le Sud, à 1 kilomètre et 1,7 kilomètre de la cote 466 ;
- en direction d'Ébreuil, le long du ruisseau de la Cèpe, à 800 mètres au Nord de Bauris ;
- sur la route Pont de Menat-Ébreuil à 900 mètres au Nord-Ouest de Miallet ;
- sur la petite route des Gabots à Saint-Quintin, là où elle coupe le ruisseau d'Outre ;
- sur la route d'Outre à Saint-Quintin, 1,1 kilomètre et à 1,9 kilomètre d'Outre et à 1,3 kilomètres à l'Ouest de Salpaleine, sur la butte qui forme la rive gauche du ruisseau des Creux Lafayette. L'ensemble de ces affleurements est compris dans une aire où les différents gîtes se répartissent à peu près au hasard (fig. 27).

Ces gneiss sont remarquables par leur richesse en biotite et en grenats. Les feldspaths (plagioclases) sont généralement peu abondants, voire même absents. Ceci est notamment le cas au Sud de la Sioule, sur les affleurements au bord de la route des Gabots, près du ruisseau d'Outre. La roche se présente là

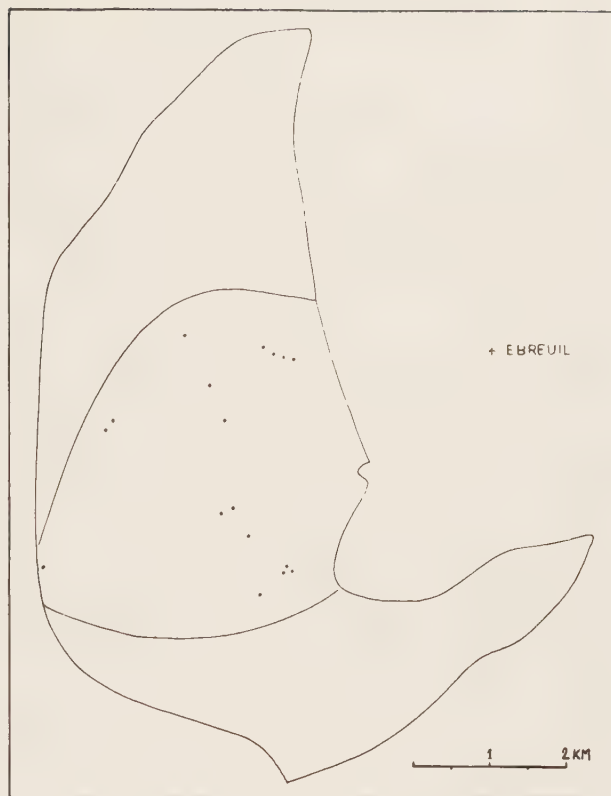


FIG. 27. — Répartition des gîtes de gneiss à grenats dans la zone des gneiss à biotite et sillimanite de la synforme de Saint-Gal.

comme un véritable micaschiste (fig. 28). Les minéraux les plus abondants sont la biotite et le grenat. Celui-ci apparaît en lame mince souvent pigmenté de particules charbonneuses sur une partie de la surface. Les autres minéraux sont un peu de quartz, qui forme quelques amas mosaïques, de la sillimanite et de la cordiérite.



FIG. 28. — Gneiss à biotite, sillimanite et grenat, ruisseau d'Outre près les Gabots, $\times 8,4$.

On observe également des gneiss riches en grenats, dans la synforme du Pont de Menat, à 900 mètres environ au S.S.E du hameau du Quaire, près de Saint-Éloy. On trouve aussi des gneiss à biotite, sillimanite et grenat à la bordure nord de la feuille Gannat au 1/50 000 (sortie ouest du village de Monestier, en descendant vers le ruisseau). Là, ils sont associés à des gneiss à cordiérite et grenat. De même à l'école de Deneuille, où les grenats, nombreux et volumineux (jusqu'à 1 cm de section) sont associés à la cordiérite.

γ. *Gneiss hypersillimanitiques*

Il arrive parfois que les gneiss à biotite et sillimanite deviennent extraordinairement riches en sillimanite. Quelquefois, on a même affaire à de véritables sillimanitites. L'enrichissement en sillimanite est corrélatif d'une disparition des feldspaths et l'on passe progressivement à des quartzites à sillimanite. Ces roches furent remarquées pour la première fois dans la région à Mongond, près de Coutansouze, par RICHARD (collection déposée au Département de Géologie, Faculté des Sciences, Clermont-Ferrand). On se trouve là dans l'ensemble que j'ai cartographié « gneiss à deux micas et sillimanite ». Mais, pour la clarté des descriptions, on a regroupé ici tous les gneiss hypersillimanitiques de la série cristallophylienne de la Sioule.

Les gneiss hypersillimanitiques se trouvent en plusieurs endroits :

— dans l'antiforme de La Bosse :

- à 1,3 kilomètre au Nord-Est de Louroux-de-Bouble, à l'entrée de Boismal sur la petite route forestière : quelques échantillons de fibrolite, dont un microplissé ;

- près de Durmignat, à 1,6 kilomètre de Durmignat, sur la petite route menant à Lapeyrouse : gneiss à sillimanite ;

— dans la synforme du Pont de Menat :

- au Nord-Est de Saint-Éloy-les-Mines, près du moulin de Parot, sur la rive gauche du ruisseau de Montjotin : quelques cailloux épars de quartzite à sillimanite (fig. 29) ;

- au village du Quaire, près de Saint-Éloy : gneiss à sillimanite ;

- sur la R. N. 143 (route du Pont de Menat à Saint-Éloy), au virage situé 500 mètres au Sud-Est de la cote 551 (bord ouest de la feuille Gannat au 1/50 000) : gneiss à sillimanite ;

— dans la synforme de Saint-Gal :

- sur la route du Pont de Menat à Ébreuil, 400 mètres à l'Est de Miallet : gneiss à sillimanite ;



FIG. 29. — *Gneiss hypersillimanitiques*, moulin de Parot, $\times 6,6$.

- 600 mètres au Sud-Ouest de Miallet, sur la route des Gabots, sur la rive droite du ruisseau d'Outre : gneiss riches en sillimanite et grenats ;

- sur la route Ébreuil-Gannat, par le Sud, 800 mètres au Nord-Est du hameau des Naines : quartzites à sillimanite ;

— dans le horst de Jenzat : à la sortie ouest du tunnel de Bègues, au-dessus de la carrière de Neuvial : mince niveau de quartzite à sillimanite.

En dépit de leur fréquence, les gneiss hypersillimanitiques ne forment pas d'amas importants dans la région, du moins en l'état actuel des connaissances. Il s'agit de curiosités pétrographiques dont la taille ne dépasse généralement pas celle de l'échantillon. Néanmoins, la recherche systématique de ces roches permettrait peut-être de trouver des amas présentant un intérêt économique.

δ. *Les calcaires métamorphiques* ⁽¹⁾

Les gîtes de calcaires métamorphiques se répartissent à la bordure ouest de l'antiforme de La Bosse et au flanc nord-est de la synforme du Pont de Menat. Du Nord au Sud, ils sont connus sous les noms de :

— cipolin de la Chaume des Veaux (J. RICHARD, 1938, p. 25) ;

— cipolin du Poirier (L. DE LAUNAY, 1894, carte Gannat, 1^{re} éd.) ;

— cipolin de l'Étang ou de Moureuille (L. DE LAUNAY, *id.*) ;

⁽¹⁾ On trouvera dans la thèse récente de P. DEBRABANT (1970, vol. I, p. 279 et suiv.) une discussion de l'origine et des corrélations stratigraphiques de ces calcaires fondée sur de nombreuses données géochimiques.

- cipolin des Bruyères (G. GARDE, 1920 b) ;
- cipolin des Pignons (G. GARDE, *id.*) ;
- cipolin de Malmouche (G. GARDE, *id.*) ;

Ces six gîtes de calcaires métamorphiques sont tous de petites dimensions, au plus une dizaine de mètres d'extension reconnue. Ils ont été découverts par la population locale qui recherchait autrefois ces roches, pour la fabrication artisanale de la chaux agricole.

Les gîtes de la Chaume des Veaux, de Moureuille et de Malmouche sont encore accessibles à l'heure actuelle dans de petites carrières dont l'exploitation est maintenant abandonnée. Par contre, je n'ai pas retrouvé avec certitude l'emplacement du gîte de cipolin du Poirier, bien qu'il y ait de nombreux blocs épars à 600 mètres au Nord-Ouest du hameau de ce nom. Quant aux anciennes excavations des Pignons et des Bruyères, elles sont aujourd'hui comblées.

Pour autant que l'on puisse les observer ou que l'on en possède des descriptions, les roches de ces différents gîtes ont un air de parenté. Dans un même gîte et comparant d'un gîte à l'autre, on peut voir quelques variations minimales, mais on est toujours ramené à un même type pétrographique, celui très caractéristique, d'une roche blanc bleuté généralement rubanée.

Le cipolin de la Chaume des Veaux est composé de calcite, qui forme la presque totalité de la roche, de phlogopite, quartz (très peu), minéraux opaques : pyrite et magnétite. Les minéraux opaques se répartissent selon des lits successifs régulièrement espacés qui sont responsables de l'aspect rubané de la roche. DE LAUNAY (1894, feuille Gannat, 1^{re} éd.) signale dans le cipolin du Poirier : amphibole, grenat, quartz, pyrite, pyrrhotine.

Le cipolin des Pignons serait une roche identique, si l'on en croit la description donnée par GARDE (1920). Quant au cipolin des Bruyères, il en est probablement de même, bien que l'on ne connaisse rien de lui. Celui de Moureuille est formé essentiellement de calcite, accompagnée de minéraux opaques très dispersés, notamment de la pyrite, un peu de phlogopite, une phyllite incolore à faible biréfringence, quelques quartz et quelques apatites. Il a été signalé de la wolframite (C. BARRAU, 1962), mais je n'en ai pas retrouvé. Enfin le cipolin de Malmouche contient les minéraux suivants : calcite, phlogopite, trémolite, diopside, humites.

La composition chimique des calcaires métamorphiques de la série cristallophyllienne de la Sioule est connue d'après l'analyse d'un échantillon de calcaire massif de la carrière de la Chaume des Veaux (J.-M. CANTAGNE, 1963, p. 19) :

% en poids	
Si O ₂	3,90
Al ₂ O ₃	1,55
Fe ₂ O ₃	0,65
Fe O	—
Mg O	3,10
Ca O	50,15
Na ₂ O	0,10
K ₂ O	0,15
Ti O ₂	traces
P ₂ O ₅	0,15
Mn O	0,05
CO ₂ H ₂ O ⁺	40,20
H ₂ O ⁻	0,10
	100,10

Analyse (n° 2130, mai 1963, laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Clermont-Ferrand) d'où l'on déduit les pourcentages en cations :

Si	3,24
Al	1,60
Fe ⁺⁺⁺	0,40
Fe ⁺⁺	—
Mg	3,89
Ca	44,69
Na	0,20
K	0,20
Ti	—
P	0,10
Mn	0,05
C	45,64
	100,01

Cette analyse est complétée par les teneurs en oligo-éléments déterminées par BARRAU (1962, p. 32) : Cu 71 ppm, Pb 11 ppm, Ni 102 ppm. Le cipolin de Moureuille a des teneurs voisines : Cu 74 ppm, Ni 118 ppm.

Les caractères pétrographiques des calcaires métamorphiques provenant de ces différents gîtes sont identiques. Il ne fait donc aucun doute que l'on a là affaire à un même niveau lithologique. Il a une grande importance théorique, car c'est *un des seuls repères stratigraphiques sûrs* de la série de la Sioule. De plus, la rareté des calcaires métamorphiques dans l'ensemble du Massif Central rend la recherche et l'étude de ces roches particulièrement importante pour la géologie régionale. C'est pourquoi, un examen attentif de la lithostratigraphie locale des dif-

férents calcaires métamorphiques de la série de la Sioule s'imposait.

A la carrière de la Chaume des Veaux (fig. 30), on observe de bas en haut :

— calcaire métamorphique finement rubané, ocre et blanc bleuté : 1 mètre ;

— niveau gris ardoise, graphiteux, formant plan de glissement : 0,01 m ;

— calcaire métamorphique rubané, avec deux ou trois intercalations centimétriques micaschisteuses : 2,50 m ;

— pegmatite, par endroits concordante, par endroits recoupant les calcaires. La pegmatite renferme quelques lambeaux de gneiss : 2 mètres ;

— calcaire métamorphique massif, avec traces de pyrite et de graphite : 1 mètre.

— calcaire métamorphique en plaquettes, à amphibole et chlorite : 2 mètres ;

— micaschistes quartzeux : 0,60 m ;

— calcaire métamorphique massif : 0,70 m.

Près de Malmouche, il y aurait deux affleurements de calcaire métamorphique, l'un situé presque au fond du vallon, l'autre à mi-côte, à 200 mètres au Nord-Ouest du premier, selon GARDE (1920). J'ai examiné une carrière abandonnée située près d'un chemin qui longe la rive droite d'un ruisseau qui descend des hauteurs de Servant. Il s'agit vraisemblablement du premier des deux affleurements que signale GARDE. On peut voir dans cette carrière la coupe suivante, de bas en haut :

— micaschistes à biotite ;

— calcaire métamorphique : 0,60 m ;

— zone broyée et rubéfiée contenant des débris de pegmatites et de calcaires métamorphiques ;

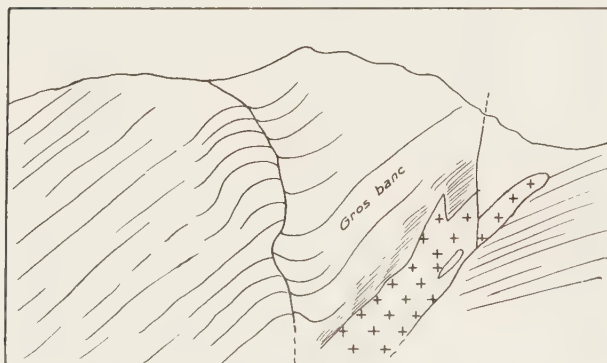


FIG. 30. — Schéma de la carrière de cipolin de la Chaume des Veaux, en croix : pegmatite.

— calcaire métamorphique massif : 1 mètre ;

— calcaire métamorphique en plaquettes : 0,80 m ;

— niveau très altéré, ferrugineux, d'épaisseur variable, quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres, contenant notamment une lentille de roches compactes, schisteuses, noires, poudrées de jaune (produits d'altération de la pyrite ?) ;

— micaschistes altérés ;

— calcschistes et micaschistes laminés : 1 mètre ;

— calcaire métamorphique en plaquettes épaisses de 0,05 à 0,06 m avec niveaux amphiboliques boudinés, très altérés : 3 mètres.

Le cipolin de l'Etang, près de Moureuille, est visible dans une carrière de plateau, excavation située au bord de la route, se prolongeant même sous celle-ci et qui, largement envahie de végétation, peut passer inaperçue. Elle est néanmoins accessible. On y observe un banc massif de calcaire métamorphique de 3 mètres d'épaisseur environ, accompagné de sulfures au toit de la couche.

D'après les observations de GARDE (1920), le gîte de cipolin des Pignons est situé à 600 mètres au Sud du village, 100 mètres à l'Est du chemin qui va de celui-ci au moulin des Bois. L'ancienne exploitation montrait la forme lenticulaire du gisement et l'existence de trois bancs de calcaire métamorphique épais respectivement de 2 mètres, 3 mètres et 3 mètres, séparés par deux couches de micaschistes de 1 mètre et 0,20 mètre.

En résumé, les calcaires métamorphiques de la série cristallophyllienne de la Sioule sont, dans leur ensemble, remarquables :

1° Par leurs caractères lithostratigraphiques : existence de bancs massifs et de bancs à débit en plaquettes, puissance cumulée toujours inférieure à 10 mètres, association fréquente avec des niveaux à amphiboles et avec des niveaux à sulfures ;

2° Par leurs caractères pétrographiques : il s'agit d'un type de calcaire métamorphique très facilement reconnaissable par l'aspect plus ou moins finement rubané, à lits alternativement blancs et gris bleuté.

A titre de comparaison, j'ai examiné quelques cipolins de la série d'Eygurande-Merlines (Corrèze). A la gare de Savennes, où le calcaire métamorphique a été exploité autrefois, on peut observer, à l'entrée d'une petite descenderie, la coupe suivante, de bas en haut :

— calcaire métamorphique massif ;

— niveau à sulfures : 0,10 m ;

— calcaire métamorphique en petits bancs, avec niveaux amphiboliques altérés : 0,60 m ;

- micaschistes : 0,20 m ;
- quartzite à sulfures : 0,20 m ;
- calcaire métamorphique massif : 1 mètre.

A 900 mètres à vol d'oiseau au Nord-Ouest de cet endroit, sur la petite route qui longe le ruisseau de la Barricade, on observe trois affleurements de calcaires métamorphiques. L'affleurement aval offre la coupe que voici, de bas en haut :

- leptynite en petits bancs : 0,15 m ;
- amphibolite (?) altérée : 0,10 m ;
- un banc de calcaire métamorphique : 0,50 m ;
- un banc de calcaire métamorphique : 0,60 m ;
- un banc de calcaire métamorphique : 0,20 m ;
- un banc de calcaire métamorphique en plaquettes et à amphiboles : 0,10 m ;
- un banc de calcaire métamorphique blanc : 0,20 m ;
- calcaire métamorphique à amphiboles et en plaquettes : 0,10 m ;
- quartzites et leptynites en plaquettes : 0,60 m ;
- calcaire métamorphique boudiné : 0,10 m.

La ressemblance entre les cipolins de la série d'Aigurande-Merlines et ceux de la série de la Sioule est frappante. Il y a de plus de nombreux points communs dans les coupes de détail observées : associa-

tion de calcaires et bancs massifs et de calcaires en plaquettes, présence plus ou moins discrète d'amphibole, sulfures enfin à Savennes comme à Moureuille ou au Poirier. Par conséquent, c'est sans nul doute la même formation calcaire que l'on trouve dans la série de la Sioule et dans la série d'Eygurande-Merlines. Les deux séries cristallophylliennes ont par ailleurs de multiples ressemblances. Il est donc certain qu'elles dérivent d'une seule et même série sédimentaire.

JUNG (1946, p. 20 et 27) a interprété les calcaires métamorphiques de ces deux séries cristallophylliennes comme d'anciennes « lentilles de calcaires récifaux ». Il les met d'ailleurs en relation avec les calcaires métamorphiques de Peyralbe, près de Lapleau (Corrèze), dans la série de la moyenne Dordogne, « calcaires très purs, en puissantes assises rappelant les lentilles de calcaires récifaux des terrains anciens ». L'assimilation des calcaires métamorphiques associés aux gneiss, à d'anciens calcaires récifaux est une idée bien ancrée dans l'esprit des géologues du Massif Central. On la retrouve notamment chez PRIBILE (1959, p. 9) et pourtant, on ne saurait l'admettre sans discussion (1).

Comme l'indique la toponymie, le cipolin de Peyralbe est une roche tout à fait blanche qui diffère beaucoup des calcaires rubanés bleutés de Savennes ou Moureuille. La différence est soulignée par les teneurs en oligo-éléments :

	Teneurs en ppm.						
	Ag	Cu	Cr	Mo	Sn	Pb	Ni
Cipolin de la Chaume des Veaux (BARRAU, 1962).	0	71	0	0	0	11	102
Cipolin de Moureuille (BARRAU, 1962).....	0	74	0		0	0	118
Cipolin de Peyralbe (DÉSARMÉNIEN, 1960).....	0	6	3	non dosé	0	36	traces

A cause de sa pureté, le cipolin de Peyralbe est peut-être un ancien calcaire récifal, mais ses caractéristiques géochimiques interdisent de le mettre en corrélation stratigraphique avec les cipolins des séries de la Sioule et d'Eygurande-Merlines.

Or, les coupes décrites plus haut des calcaires de Savennes et des calcaires de la série de la Sioule montrent que les assises ne sont jamais bien puissantes, et qu'elles sont finement stratifiées. Quant au caractère lenticulaire, il résulte d'un phénomène mécanique de boudinage tout à fait normal dans ces terrains intensément plissés et que l'on observe d'ailleurs très fréquemment pour d'autres types de roches, les leptynites par exemple.

ε. Les amphibolites, pyroxénites et serpentines.

Les amphibolites ne sont connues avec certitude, dans l'antiforme de La Bosse qu'en une seule localité : près du Grand Châtel, sur la route Echassières — Lapeyrouse, dans un virage situé 550 mètres environ au Sud du Pont Villaume. CANTAGREL (1963,

(1) En raison de leurs caractéristiques géochimiques, les calcaires métamorphiques de la Sioule ont pour origine un « milieu lagunaire à caractère sapropélique, bénéficiant d'apports détritiques en provenance d'une zone d'alimentation sodi-potassique proche » (P. DEBRABANT, 1970, vol. I, p. 304). En outre leur géochimie diffère de celle que présentent habituellement les calcaires récifaux (*id.*, p. 305).

p. 16) ne le signale pas, mais l'affleurement est très discret. Au lieu-dit « la Pique », je n'ai pas retrouvé les amphibolites signalées par DE LAUNAY et GARDE. Cependant, ces deux auteurs étant pour une fois d'accord, on peut leur faire confiance sur ce point. Plus au Sud, dans la synforme du Pont de Menat, DE LAUNAY a représenté sur la feuille Gannat au 80 000, 1^{re} édition, un banc d'amphibolite continu sur près de 5 kilomètres depuis le Poirier jusqu'aux Rainauds. Mais le nombre d'affleurements est trop faible pour que ce tracé puisse être conservé tel quel entre les deux localités. Néanmoins, GARDE a exagéré en supprimant sur la 2^e édition de cette carte presque tous les affleurements notés auparavant par DE LAUNAY.

De plus, il n'y a pas de raison péremptoire pour raccorder l'amphibolite des Rainauds à celle du Poirier. Mieux encore, puisque contrairement à l'opinion de DE LAUNAY, le gisement de cipolin du Poirier paraît bien être à l'Ouest de l'amphibolite du Poirier, c'est à l'amphibolite du Grand Châtel qu'il faudrait raccorder celle des Rainauds, à moins d'admettre que l'alignement des amphibolites recoupe celui des cipolins (ce qui reste évidemment possible, si les amphibolites sont d'origine ortho).

Donc, de deux choses l'une : ou bien les amphibolites des Rainauds et de la Pique se raccordent aux amphibolites et serpentines du Poirier et alors elles sont d'origine éruptive, ou bien elles se raccordent à l'amphibolite du Grand Châtel et alors elles sont en concordance avec les surfaces de stratification, ce qui suggère une origine sédimentaire, sans exclure tout à fait l'origine éruptive (sills).

En se dirigeant vers le Sud-Est on trouve quelques blocs d'amphibolites aux hameaux des Quartonnets et de Saugère, mais il n'est pas certain qu'ils proviennent d'un gîte proche. Au-delà du Pont de Menat, l'amphibolite des James est située à la limite des zones de gneiss à biotite et sillimanite et des gneiss à deux micas. Enfin, dans la synforme de Saint-Gal, j'ai trouvé un banc d'amphibolite décroché par un filon de microgranite, à l'Ouest du village du Poux, au Sud de Saint-Quintin.

L'amphibolite du Grand Châtel est une roche relativement riche en plagioclases. Sa foliation, assez grossière, est due aux minéraux ferromagnésiens. La composition minéralogique est la suivante : andésine, hornblende verte, diopside, apatite, sphène. La hornblende et le diopside sont subautomorphes, allongés selon la foliation, tandis que les plagioclases, plutôt xénomorphes, sont disposés de façon quelconque.

Les roches basiques que l'on trouve près des Rainauds sont de plusieurs types : amphibolite, pyroxénite, serpentine. Il y a de nombreux blocs, mais pas de bons affleurements. D'après la répartition des

échantillons, il semble que les serpentines soient immédiatement à l'Ouest des pyroxénites. Quant à la position de l'amphibolite, elle est inconnue. D'après deux échantillons prélevés, l'un dans le chemin qui va du virage de Busserole aux Rainauds, l'autre au carrefour des Rainauds, les pyroxénites sont des roches denses, vert clair à vert sombre, où éventuellement les grenats peuvent ajouter une petite teinte rose. La structure est granoblastique ; les minéraux : hédénbergite, andésine, grenat, sphène, calcite et séricite secondaires, magnétite. La serpentine est une roche vert sombre, compacte, parsemée de petites paillettes d'une phyllite argentée. Examinée au microscope, elle présente une structure réticulée typique avec les minéraux suivants : olivine, pyroxène orthorhombique incolore (enstatite-bronzite), amphibole monoclinique incolore dont l'angle d'extinction est supérieur à 21° (pargasite ?), bastite, chlorite incolore presque toujours bordée de minéraux opaques et dont l'aspect « bois mort » est très constant en lumière polarisée (pennine ?). Là encore cette composition est en excellent accord avec celle donnée d'une manière générale par FORESTIER (1962, p. 56) pour les serpentines du Massif Central.

Le gîte de serpentine du moulin des Bois n'a pas été signalé jusqu'à maintenant dans la littérature géologique, mais il est bien connu de la population locale. Il est situé à 2,5 kilomètres à vol d'oiseau au N.N.E. de Menat. La serpentine a été exploitée comme pierre de taille (elle a servi notamment à construire en partie les maisons de Saugère) dans une petite excavation située à 350 mètres environ en amont du moulin du Bois, dans les bois entre le téléphérique et la rive gauche du ruisseau. Les conditions de gisement ne sont pas visibles, pas plus ici que pour aucun autre gisement de serpentine de la série cristallophyllienne de la Sioule.

Cette serpentine, noir vert à noir jaunâtre, possède une foliation grossière, soulignée par une phyllite argentée. Cette foliation, inclinée vers le Sud-Ouest disposée comme la foliation générale des gneiss, puisque l'on se trouve ici sur le flanc nord-est de la synforme du Pont de Menat. La composition minéralogique est sensiblement la même qu'aux Rainauds, à cette différence près cependant, qu'il n'y a pas de bronzite (s'il y en a eu, elle a été entièrement transformée en antigorite) et que l'on observe en plus des microlentilles de calcite intercalées entre les lamelles de chlorite. Celle-ci est d'ailleurs beaucoup plus abondante qu'aux Rainauds. En outre, le caractère lépidoblastique est très accusé, sans aucun doute en relation avec la situation tectonique particulière de ce gîte. Sur certains échantillons trouvés sur les murettes à Saugère, la foliation apparaît elle-même déformée par des actions mécaniques tardives.

A la face sud de l'éperon du Château-Rocher, près

du Pont de Menat, on trouve au bord de la route un certain nombre de corps serpentineux aux formes allongées en rognons ou en amandes plus ou moins effilées, intercalés dans les lits des gneiss dont l'aspect est à cet endroit nettement migmatitique. Ces objets sont de divers types. Les uns ont une organisation zonaire caractéristique (fig. 31) ; ce sont les plus nombreux. Ils présentent une écorce, épaisse de 1 à 2 centimètres, formée de biotites disposées tangentielllement, sous laquelle se trouve une zone intermédiaire fibroradiée, bien développée et constituée de gédrite ; enfin, au centre se trouve un noyau gris brunâtre à texture équante formé par une roche généralement très altérée, envahie par des produits ferrugineux. D'autres types, moins comp'ets, ne comprennent qu'un peu de gédrite entourée d'une auréole de biotite. Certains enfin se réduisent à de simples « schlieren » micacés. La taille de ces objets va de quelques centimètres à plusieurs dizaines de centimètres. Dans la partie centrale de ces amas, deux minéraux s'entrecroisent : d'une part de la calcite qui épigénise complètement d'anciens minéraux aciculaires, d'autre part un mica brun verdâtre incolore, à faible pléochroïsme jaunâtre à incolore, biréfringence faible, uniaxe positif. Il y a vraisemblablement une relation de cause à effet entre la présence de ces amas et le faciès migmatitique des gneiss qui sont à Château-Rocher plus largement feldspathiques que partout ailleurs.

Les « roches vertes » de Saint-Eloy leur ressemblent un peu. Ce sont des enclaves d'une magnifique couleur verte que les mineurs de Saint-Eloy découvrent dans les gneiss à biotite et sillimanite de la bordure est du Sillon houiller. Elles sont généralement constituées d'un noyau équant et d'une écorce fibroradiée. Examinée au microscope, celle-ci montre un fond finement cristallin, faiblement biréfringent, cristallisé en mosaïque (quartz ?), sur lequel se détachent de grands cristaux sombres, aciculaires, épigénisés en calcite (il s'agit vraisemblablement d'anciennes amphiboles) [fig. 32]. Quant à la zone médullaire, gris bleuté, parfois minéralisée en blende, son aspect microscopique est celui d'un fond cryptocristallin ou

amorphe, à structure réticulée, parsemée de nombreux îlots de calcite à contours en jeu de patience (fig. 33). Quelques granules rouges isotropes (blende ?) sont répartis au hasard. Enfin un minéral opaque aciculaire est groupé parfois en oursin.

ζ. Les grenatites à disthène

Au flanc nord-est de la synforme du Pont de Menat et en un point de la bordure ouest de l'antiforme de La Bosse sont connues des roches riches en grenat et en disthène. RICHARD (1938) fut le premier à les rencontrer. Sa collection, déposée à la Faculté des Sciences de Clermont-Ferrand, en contient un échantillon provenant de la Lubièrre - le Gatout, à l'Ouest de Servant. C'est à cet échantillon que je dois d'avoir porté une attention particulière à la région de la Lubièrre et de Saugère. Quatre nouvelles localités ont ainsi été découvertes où ce type de roche est présent. Ce sont, du Nord-Ouest au Sud-Est : Auxerre (volantes), Saugère (sortie nord du village :

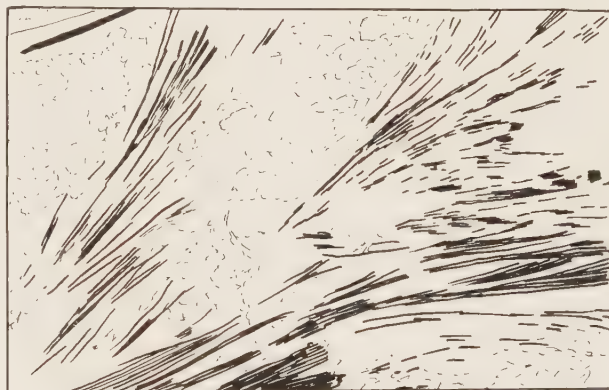


FIG. 32. — « Rognon » de serpentinite des gneiss de Saint-Eloy. Ecorce fibroradiée, $\times 7,2$.



FIG. 33. — Id., zone médullaire à structure réticulée et îlots de calcite, $\times 9,1$.

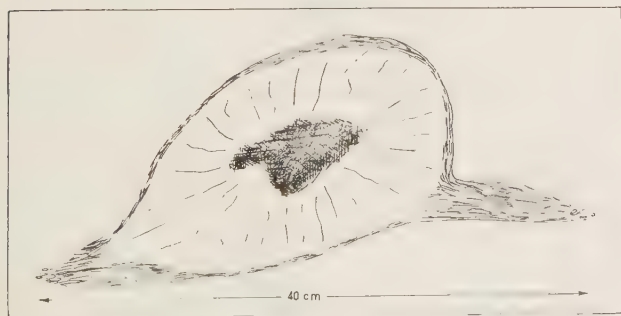


FIG. 31. — Serpentinite du Château-Rocher.

volantes), route de Servant près de Lachaud (grenatite en place, mais très altérée et présence du disthène incertaine). Une roche analogue a été trouvée plus au Nord, au moulin de Sauteloup sur la Bouble en aval de Durmignat (J.-M. CANTAGREL, 1963, p. 23).

L'ensemble de ces roches, très riches en grenat et qui contiennent en général une proportion notable de disthène, recouvre une certaine variété de types. Je les appellerai d'une manière générale « grenatites à disthène », appellation justifiée par l'abondance du grenat et aussi par le fait que le disthène, minéral relativement rare dans le Massif Central et absent des autres schistes cristallins de la série de la Sioule, se trouve ici dans la zone des gneiss à biotite et sillimanite, ce qui mérite d'être signalé.

Plusieurs variétés de grenatites à disthène diffèrent par la texture, massive ou schisteuse. Une grenatite de Saugère, à texture relativement massive, présente un aspect largement hétérogranulaire. Le fond, assez finement cristallin, est composé de quartz disposé en mosaïque, de biotites qui marquent la foliation et sont quelquefois transformées en pennine et sagénite, avec en outre quelques rares cristaux isolés de rutile et de zircon. Tranchant sur ce fond isogranulaire, il y a en outre de gros cristaux : des grenats de 3 millimètres de diamètre et des cristaux de disthène de 6 millimètres de long au maximum (fig. 34 à 37). Les grenats contiennent de très nombreuses inclusions parmi lesquelles le quartz est le minéral le plus fréquent tandis que la biotite et le disthène sont plus rares. Exceptionnellement, ces inclusions se répartissent en hélice. Aux forts grossissements, on observe en outre dans les grenats de très nombreux petits cristaux de zircon (?). Une auréole de biotite autour des grenats de cette roche est presque toujours la règle. Ceux-ci sont en outre parcourus par un réseau de fissures ferrugineuses. Le disthène est abondant, concordant par rapport à la

foliation. Très fréquemment, il a une extinction onduleuse remarquable. Parfois on trouve en inclusions dans le disthène quelques petits grenats et, comme



FIG. 34. — Grenatite à disthène de Saugère, $\times 7,2$.



FIG. 35. — Id., $\times 17,9$.



FIG. 36. — Grenatite à disthène de Saugère, coexistence de la sillimanite et du disthène, $\times 17,9$.



FIG. 37. — Id., zonalite grenat-biotite-sillimanite, $\times 18,1$.

dans les gros grenats, de minuscules cristaux à biréfringence vive (zircons ?).

Un autre type de grenatite à disthène, présent également à Saugère, possède une texture plus schisteuse, moins hétérogène, et une teinte plus sombre. La composition minéralogique est la même, avec de la sillimanite en plus. Ce minéral a épigénisé d'anciens cristaux de disthène reconnaissables par le contour général subrectangulaire de certains amas fibreux. Cette roche est donc remarquable par la coexistence du disthène et de la sillimanite. On peut voir le disthène et la sillimanite présents dans la même lame, mais jamais en contact.

Les grenatites à disthène du Gatout sont identiques à celles de Saugère. Toutes sont remarquables par l'abondance du grenat et du disthène et par l'absence totale de feldspaths. Par contre, la roche du moulin de Sauteloup contient, en plus de l'ensemble des minéraux signalés plus haut, du microcline perthitique et un peu de plagioclase (J.-M. CANTAGREL, 1963, p. 23).

En résumé, ces roches sont caractérisées d'une façon générale par l'association minérale quartz-biotite-grenat-disthène-sillimanite (microcline). Que signifie-t-elle dans la zone des gneiss à biotite et sillimanite ou, ce qui revient au même, dans le « sous-faciès de métamorphisme sillimanite-almandin » ? Normalement, le disthène est un minéral de la zone des gneiss à deux micas, ce qui correspond au « sous-faciès de métamorphisme quartz - muscovite-disthène ». Sa présence comme minéral persistant dans la zone à sillimanite a néanmoins été déjà signalée ainsi que, comme c'est le cas ici, la coexistence disthène-sillimanite dans une même roche (Mc KINSTY, WYCKOFF cités par TURNER dans FYFE, TURNER, VEERHOOGEN, 1962, p. 231).

On considère, en ce cas, que le disthène ne se trouve pas en équilibre. Ceci est confirmé par le fait que dans les grenatites de Saugère la sillimanite puisse pseudomorphoser le disthène. Pourtant, la présence du disthène n'est peut-être pas fortuite. On peut émettre l'idée, au moins à titre d'hypothèse, que la composition chimique globale de la roche doit jouer un rôle dans le domaine de stabilité du disthène ; en particulier, l'absence totale (Saugère) ou la rareté (moulin de Sauteloup) des feldspaths, peut être mise en relation avec la présence du disthène. Autrement dit, un déficit en alcalins et alcalino-terreux aurait pour effet d'étendre le domaine de stabilité du disthène vers les degrés de métamorphisme élevés.

L'auteur se propose de reprendre ultérieurement l'étude pétrochimique de cette roche. Mais en attendant des informations quantitatives sur la compo-

sition chimique globale, on peut affirmer dès à présent, au vu de la composition minéralogique, qu'il s'agit d'une roche riche en silice, en alumine, pauvre en potasse (le seul minéral en contenant est ici la biotite), et pratiquement dépourvue de chaux et de soude (la chaux et la soude ne sont représentées en effet que dans la biotite et le grenat et à des teneurs inférieures à 1 %). Ceci étant acquis, on peut alors se demander quelle est la roche sédimentaire qui a donné naissance à ces grenatites à disthène.

L'absence des alcalins exclut évidemment les roches de la séquence alumineuse ; ajoutée à l'absence de chaux, elle exclut toutes les roches des séquences détritiques et argilo-calcaires. En l'absence de minéraux opaques, le fer ne paraît pas assez abondant pour que l'on puisse penser aux roches de la séquence hyperferrique. Il reste les roches hyperalumineuses : bauxites et latérites. On arrive ainsi à cette conclusion d'un certain intérêt stratigraphique et paléogéographique que la série sédimentaire, pélitique dans son ensemble et vraisemblablement marine, dont dérive la série cristallophyllienne de la Sioule, comportait un horizon bauxitique ou latéritique.

7. Les quartzites et les leptynites

Dans la zone des gneiss à biotite et sillimanite, je n'ai rencontré les quartzites que dans deux unités structurales ; l'antiforme de La Bosse et la synforme de Saint-Gal. Dans l'antiforme de La Bosse, ces roches ne sont d'ailleurs représentées que de façon discrète. Un peu au Nord du cimetière de Durmignat, il s'agit d'un quartzite à amphibole et grenat. Un autre niveau de quartzite, de composition banale cette fois-ci, se rencontre immédiatement au Nord de la carrière de cipolin de la Chaume des Veaux. Dans la synforme de Saint-Gal au contraire, les quartzites sont plus fréquents. On en a rencontré notamment le long de la route de Nades à Ebreuil, près de la cote 524 au Nord-Est de Chouvigny ; 1,5 kilomètre encore au-delà et, au Nord de cette même route, au méridien de Miallet. C'est probablement le même niveau qui affleure un peu plus au Nord, dans le ruisseau de la Cèpe. Plus au Sud, on trouve également des quartzites dans le bois situé à 1 kilomètre au Sud-Est du Poux.

Dans la zone des gneiss, comme dans celle des micaschistes, c'est donc vers l'Est que se rencontrent les niveaux de quartzites. Cette répartition a déjà été signalée (J. GROLIÉ, 1961) en même temps qu'en était proposé une interprétation : dans la série sédimentaire originelle, les bancs à faciès pélitiques étaient, vers l'Est, accompagnés d'un certain nombre de niveaux détritiques, ce qui laisse supposer que les rivages continentaux les plus proches devaient se trouver principalement du côté de l'Est.

V. LES MIGMATITES.

1. Extension

Les migmatites couvrent des territoires très étendus dont la superficie est, dans la région étudiée, voisine de celle des ectinites. On les trouve dans quatre unités géologiques : l'antiforme de Vernusse, la synforme du Pont de Menat, l'unité de Blot-l'Eglise et le horst de Jenzat.

Au Nord, dans l'antiforme de Vernusse, elles bordent le massif granitique de Tréban et elles s'étendent du Sillon houiller (région de Lapeyrouse) jusqu'à la Limagne bourbonnaise (région de Bransat), soit sur une distance de 30 kilomètres. Dans la direction transversale, elles atteignent un développement de 10 kilomètres. En outre, elles forment une sorte d'apophyse, au Sud-Ouest de Monestier, qui se développe sur environ 8 kilomètres en direction de Louroux-de-Bouble. Dans la synforme du Pont de Menat, les migmatites prennent un développement notable. Elles forment trois panneaux, celui de Neuf-Eglise, qui est le plus important (3×8 km), et ceux de la Lubièrre au Nord ($1,2 \times 2$ km) et de la Rodde près de Teilhet au Sud ($1,7 \times 2,5$ km).

On retrouve aussi un développement notable des migmatites dans l'unité de Blot-l'Eglise où elles couvrent une étendue d'environ $2 \times 6,5$ kilomètres, dans la région de Saint-Pardoux. Enfin, il faut signaler dans le horst de Jenzat quelques panneaux de petites dimensions, mais néanmoins cartographiables. On les trouve associés selon le cas, soit aux gneiss à deux micas, soit plus fréquemment au granite de Champs.

2. Pétrographie

a) LES FACIÈS PÉTROGRAPHIQUES. LEUR RÉPARTITION

On peut distinguer dans la région trois faciès de migmatites : des anatexites à cordiérite, faciès bien connu dans tout le Massif Central sous le nom de « gneiss d'Aubusson », des gneiss plus ou moins quartziteux sans cordiérite allant du type leptynite jusqu'au type embréchite et dans lesquels peut apparaître de la hornblende de façon plus ou moins sporadique, enfin très localement des migmatites rubanées à chlorite.

La région est dépourvue de gneiss ocellés. Cette observation, qui présente un caractère négatif, est importante car les gneiss ocellés sont abondamment

représentés dans d'autres secteurs du Massif Central. L'absence de ces roches dans la série de la Sioule a probablement une signification qui n'apparaît pas encore très clairement dans le cadre de la géologie du Massif Central. On peut se demander si cette lacune ne serait pas particulière aux séries supposées les plus anciennes, c'est-à-dire à celles de la chaîne dite « arverno-vosgienne » (J. JUNG 1954, p. 254).

Les migmatites à cordiérite sont présentes principalement dans l'antiforme de Vernusse, et au Nord de Deneuille, au voisinage du granite de Chantelle. Elles forment le sous-sol de la forêt de Giverzat ; on les retrouve plus au Nord, à Chirat et dans la région de Voussac. A l'Ouest, la cordiérite disparaît dans la région de Target pour réapparaître autour de Blomard. La cordiérite n'est pas présente de façon systématique. C'est un constituant de toutes les roches dans la forêt de Giverzat, mais à l'Ouest, du côté de Blomard et du côté de Voussac, les roches à cordiérite sont associées à d'autres qui en sont dépourvues : gneiss leptyniques, granite type l'Arfeuille, etc.

Sur la carte, apparaît clairement la limite entre les régions où la cordiérite est présente et celles où elle est systématiquement absente. Cette limite est indépendante de la foliation. Elle dessine autour de Target une concavité ouverte vers le Sud, qui répète curieusement le tracé de la bordure méridionale du massif granitique de Tréban. A l'Est, elle est interrompue par le granite de Chantelle. De toute évidence, il s'agit là de la trace d'un « front de la cordiérite », comme il en a été décrit un récemment en Ardèche (A. WEISBROD, 1962). Dans le Bourbonnais, les relations cartographiques suggèrent que l'apparition de la cordiérite est un « signe avant-coureur » de la granitisation de Tréban. Elle est au contraire indépendante de la granitisation de Chantelle (1).

En dehors de l'antiforme de Vernusse, les migmatites à cordiérite sont connues en bordure du Sillon houiller, de part et d'autre de la grande dislocation. A l'Est de celle-ci, on les trouve près de Buxières-sous-Montaigut et jusqu'à Saint-Eloy. A l'Ouest, on les trouve près de Youx et jusqu'au Nord de Saint-Eloy.

Les migmatites sans cordiérite sont connues dans plusieurs unités géologiques. Au Nord, elles sont très développées dans l'antiforme de Vernusse et la

(1) Divers panneaux de migmatites se trouvent enclavés dans le massif granitique de Tréban. DUTHOU (1967) y reconnaît deux types de migmatites : les unes « schisteuses » sont à peu près dépourvues de cordiérite, les autres « grenues » riches en cordiérite. Il note le passage progressif des migmatites « schisteuses » au granite et de faibles différences de composition chimique entre migmatites et granite suggérant que le granite pourrait dériver des migmatites par une métasomatose sodipotassique.

bordure nord de l'antiforme de La Bosse. Elles se prolongent au Sud-Ouest jusqu'aux abords du bassin de Saint-Eloy (J. RICHARD, 1938). Le « front des migmatites » est relativement difficile à tracer car le passage est très progressif entre les gneiss à biotite et sillimanite et les migmatites. Ce front présente deux apophyses, l'une à l'Est de Buxières-sous-Montaigut, l'autre plus importante au Sud-Ouest de Monestier.

En dehors de cette région septentrionale, toutes les étendues migmatitiques rencontrées offrent des roches dépourvues de cordiérite, aussi bien dans la synforme du Pont de Menat que dans le horst de Jenzat. On doit signaler enfin un type très particulier, celui des migmatites rubanées à chlorite. Il est localisé à la carrière de Neuval (horst de Jenzat) et à ses abords immédiats.

b) LES PRINCIPAUX FACIÈS PÉTROGRAPHIQUES. DESCRIPTION

α. Remarque préliminaire

En l'état actuel des connaissances sur les migmatites, il est pratique, dans une étude régionale, de restreindre l'emploi du terme « migmatites » au sens purement descriptif « sans aucune signification génétique pour désigner des roches où sont mélangées des parties à faciès cristallophyllien et des parties à faciès évoquant le granite » (J.-M. PETERLONGO, 1960).

Cette définition sera adoptée dans le présent mémoire. On n'a pas la preuve que les roches désignées ici sous le terme de migmatites résultent nécessairement d'un « apport » chimique au sein d'une trame. D'autres phénomènes ont peut-être présidé à la genèse de ces roches. On entendra donc ici par migmatites toutes les roches qui présentent, tantôt des caractères granitoïdes, tantôt des caractères gneissiques. Plus précisément, cette définition recouvre, dans le cadre de la région étudiée, l'ensemble des roches qui, n'étant pas encore des granites, n'appartiennent déjà plus à la zone des gneiss à biotite et sillimanite.

β. Les migmatites à cordiérite

Ce sont des roches à texture tantôt grenue, tantôt gneissique qui présentent un aspect tacheté dû à l'abondance de la cordiérite, minéral systématiquement altéré en amas sériciteux de teinte vert sombre. Ces roches sont du type classique des anatexites à cordiérite abondamment représentées dans le Massif Central où elles sont connues sous le nom de « gneiss d'Aubusson ».

Les types les plus granitoïdes ont une structure grenue à peu près équante, à cordiérite subautomor-



FIG. 38. — Migmatite à cordiérite, type granitoïde, chemin de Fourillette à Taxat près de Fleuriel, rive droite du ruisseau de la Veauvre, $\times 7,2$.

phe et résidus de cloisons biotitiques. Les minéraux présents sont les suivants : quartz à extinction onduleuse, orthose plus ou moins perthitique, oligoclase finement maclé avec myrmékite, cordiérite totalement altérée en agrégats de séricite, biotite avec quelques inclusions de zircons et des exsudats d'aiguilles de rutile, un peu de muscovite, disposée parfois en gerbes, quelques zircons isolés, apatite (rare), produits ferrugineux, brookite (fig. 38).

Les types gneissiques ont une structure à cloisons ou même simplement granolépidoïblastique beaucoup plus accusée. La composition minéralogique est la même avec, en plus, de la sillimanite qui se rencontre soit dispersée dans l'orthose, soit en paquets de fibres couchées dans le plan de foliation. Les grenats sont quelquefois nombreux et volumineux (jusqu'à 0,5 cm de diamètre). Ils renferment des inclusions nombreuses et variées : formes bacillaires incolores, très biréfringentes (couleurs vives du 3^e ordre) et qui restent à déterminer, magnétite, biotite chloritisée, orthose, quartz (fig. 39). Autre particularité miné-



FIG. 39. — Migmatite à cordiérite, type gneiss, ruisseau de la Veauvre, 500 m au Sud de Fourillette, $\times 7,2$.

ralogique : comme dans les faciès granitoïdes, la muscovite est disposée en gerbes. Dans un échantillon à faciès gneiss, on a même observé des sphérolites incomplets ou asymétriques de muscovite.

Un troisième type enfin de « migmatite à cordiérite » a été rencontré. Il s'agit d'une sorte de gneiss leptynique, trouvé sur la route de Blomard, environ à 1 kilomètre de Vernusse, et qui montre une linéation très apparente, marquée par de petits agrégats sombres et allongés de cordiérite et de biotite. La structure est granoblastique, confuse, à la fois hétérogranulaire et cataclastique. La composition minéralogique est la même que dans les faciès de type gneissique. La sillimanite est abondante ; la biotite xénomorphe, parfois diablastique, a un fort pléochroïsme rouge.

γ. Les migmatites sans cordiérite

On peut distinguer différents faciès pétrographiques dans les migmatites sans cordiérite de la feuille Montmarault. Le faciès le plus courant est celui d'une roche massive, encore que présentant une anisotropie plane marquée. La texture est homogène. La teinte est grise, beige ou légèrement violacée, selon le cas. C'est une embréchite leptynique, passant parfois à un simple gneiss à biotite. Un autre type est un gneiss leucocrate à petits grenats. Un troisième enfin est apparenté au premier, mais présente la particularité de contenir de la hornblende verte.

Les embréchites leptyniques. Elles sont très répandues. On en trouve de bons exemples au Pont Pacaud (au confluent de la Bouble et du ruisseau de Sarre à l'E.S.E. de Target) et à la carrière du Pont Villars sur la Bouble (route Bellenaves - Montmarault), ainsi qu'aux carrières de l'Arfeuille. D'une manière générale, la structure est hétéroblastique (fig. 40-41). La composition minéralogique est la suivante : quartz de toutes tailles, microcline à moirage souvent très



FIG. 40. — Leptynite de l'Arfeuille, structure à plagioclases subautomorphes, $\times 7,2$.

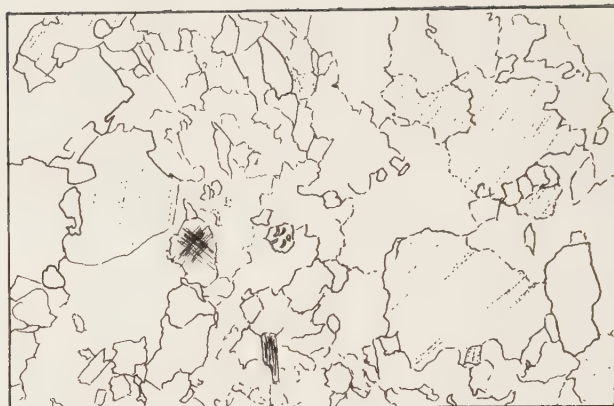


FIG. 41. — Migmatite leptynitique, le Pont Pacaud près de Target : structure hétérogranulaire, myrmékite, recristallisation des plagioclases, $\times 7,2$.

discret, perthitique (perthite fusiforme), pœcilitique (« inclusions » de quartz, plagioclases, biotite). Le plagioclase est de l'oligoclase-andésine 30 %. An légèrement séricitisé, accompagné de myrmékite abondante. La biotite est très fréquemment chloritisée, en général de façon partielle, par lamelles alternées dans un même cristal. Les grenats peuvent être nombreux, mais ils sont toujours très petits et dispersés. On remarque aussi de l'apatite et des zircons, peu nombreux mais parfois de taille relativement importante et développant de belles auréoles pléochroïques dans les micas. Comme il est classique, la transformation de la biotite en chlorite se traduit par l'apparition de granules plus ou moins opaques. L'absence ou l'extrême rareté de la muscovite est frappante.

Cette composition minéralogique, somme toute assez banale, est très constante, ainsi que la structure. Les minéraux ne montrent jamais aucune trace de friction, ni de fragmentation à leurs contacts et pourtant l'extinction onduleuse est la règle absolue pour le quartz et le microcline. On l'observe aussi, mais plus rarement, dans les plagioclases et même dans les biotites. Assez rarement la macule de l'albite des plagioclases est tordue d'une quinzaine de degrés au plus.

On peut interpréter ces faits de la manière suivante : les roches de ce type ont subi une déformation qui a affecté sélectivement les différents minéraux. Certains sont sûrement antérieurs à la déformation et pourtant ils ne sont que peu ou pas déformés : c'est le cas des biotites et des plagioclases, qui se sont comportés comme des corps résistants au sein d'un milieu essentiellement déformable. Celui-ci était constitué par le quartz, très plastique et en partie au moins remobilisé, et par le microcline-orthose, probablement en cours de formation. L'existence d'« inclusions » pœcilitiques de quartz dans certains pla-

gioclases et dans les orthoses ne prouve nullement que le quartz est antérieur au plagioclase. Il s'agit plus vraisemblablement de sections d'apophyses récentes de quartz mobilisé d'allure amiboïde. Par contre, il ne fait pas de doute que le microcline-orthose est postérieur aux plagioclases.

Les gneiss leucocrates à petits grenats de Cornassat. A la cote 382, près de Cornassat, on trouve associé à différents faciès d'embranchites leptyniques et de leptynites quartziques, un faciès de gneiss remarquable par sa couleur claire et la présence de petits grenats. La structure est finement granolépidoblastique. Les minéraux sont : quartz, perthite fusiforme, oligoclase, biotite, muscovite (peu), quelques grenats, chlorite, quelques amas de sillimanite.

Les embréchites à hornblende. On observe quelquefois la présence de cristaux de hornblende dans les embréchites leptyniques. La hornblende n'est jamais très abondante, mais elle se présente parfois en cristaux de taille relativement importante. Tantôt l'amphibole est noyée dans l'agrégat mésocrate de l'embranchite, tantôt elle apparaît de façon spectaculaire en petites taches sombres sur fond blanc, dans les petites veines feldspathiques qui traversent la roche. La hornblende semble donc ici, au seul examen de ses conditions de gisement, traduire une sorte de réajustement minéral dont la forme la plus évoluée se manifesterait par l'individualisation de filonnets et de bouffées plagioclasiques à hornblende (fig. 42).



FIG. 42. — Migmatite à hornblende ; la Piraube, près de Target ; ici la hornblende apparaît en taches noires sur un fond quartzo-feldspathique blanc ; dessin grandeur nature, d'après un échantillon.

Ces embréchites à amphiboles avaient déjà été remarquées à la carrière de Villars par RICHARD (1938, p. 13). Plus récemment, la hornblende a été signalée dans les migmatites du moulin des Villonnes (J.-M. CANTAGREL, 1963, p. 22). Ces observations sont en accord avec celles que j'ai pu faire moi-même. En définitive, on peut signaler la présence de hornblende dans les embréchites aux endroits suivants :

- sur la route à 500 mètres au Sud-Ouest de Morlat (Sud-Ouest de Target) ;
- à la sortie de la Piraube (Sud-Est de Target), sur la route en direction de Monestier ;
- dans le méandre de la Bouble, à 500 mètres à l'Ouest de la route Bellenaves - Montmarault et à la carrière qui se trouve sur la route (carrière de Villars) ;
- 500 mètres plus au Sud, sur cette même route ;
- au moulin des Villonnes, sur la Bouble au Nord d'Echassières ;
- au Nord-Est de Chirat-l'Eglise, environ 500 mètres au Sud de Verzun le Bas ;
- à l'Est de Chirat, en différents points près du château de Bonnassat sur la Sioule.

Malgré la variété des textures, la composition minéralogique de ces migmatites à amphiboles est très constante. A la présence près de hornblende, elle est analogue à celle des embréchites leptyniques : quartz, microcline, plagioclase (généralement de l'andésine accompagnée de myrmékite), biotite souvent chloritisée, apatite, zircon, grenats. La hornblende est toujours xénomorphe. Ses contours sont amiboïdes, parfois typiquement diablastiques (fig. 43). Elle semble s'être développée aux dépens de la biotite, mais sa répartition peut être indépendante de celle de la biotite. Il faut signaler enfin l'existence de sphène, corrélativement à la présence de la hornblende.



FIG. 43. — Hornblende diablastique dans les migmatites à hornblende, route Bellenaves-Montmarault, 500 m au Sud de la Bouble, $\times 7,1$.

Que signifie la hornblende dans les migmatites de la série de la Sioule ? La hornblende n'est pas un constituant habituel de ces migmatites. Bien qu'elle apparaisse de façon sporadique, sa répartition ne semble pas indépendante des grandes lignes de la géologie régionale. La localisation des gîtes indiquée plus haut suggérerait une liaison avec la proximité du front des migmatites, ou bien une liaison avec certains niveaux lithologiques, n'était l'existence des migmatites à amphiboles de Morlat à plus de 1 500 mètres du front des migmatites. L'influence de la lithologie ne fait pas de doute : le faciès d'embranchite riche en biotite paraît être le plus favorable au développement de l'amphibole. Enfin, l'étude pétrographique montre que l'apparition de la hornblende est un phénomène « récent », postérieur à la migmatisation proprement dite.

L'ensemble de ces faits s'organise assez bien si l'on voit une relation de cause à effet entre l'existence de ces « hornblendes sporadiques » et la granitisation de Tréban. Bien que le nombre des localités où ces hornblendes sont connues ne soit pas encore très important, on discerne une zone à hornblende en avant de la zone à cordiérite, qui elle-même précède le front de granitisation.

On peut néanmoins envisager une autre interprétation. Les embréchites à amphiboles représentent peut-être le prolongement nord-est de l'alignement des gîtes de calcaires métamorphiques et d'amphibolites connus dans la zone des gneiss à sillimanite, à l'Ouest et au Sud-Ouest de l'antiforme de La Bosse. En ce cas, les calcaires métamorphiques et les amphibolites auraient été effacés par la migmatisation, mais c'est peu probable.

8. Déformations mineures

On trouve parfois des microplis dans les migmatites embréchiques : ce sont des plis « en zig-zag », plus ou moins isoclinaux. L'examen en lame mince de l'échantillon (fig. IX a, hors texte) montre qu'à la charnière de ces plis, les biotites s'orientent selon deux directions préférentielles : l'une selon le litage marqué par la répartition inégale des minéraux noirs et des minéraux blancs, l'autre selon le plan axial de ces plis. La hornblende se trouve parfois dans ces migmatites plissées isoclinale (fig. IX b, hors texte).

9. Les migmatites stratoïdes du Boulard

Au bord septentrional de l'antiforme de La Bosse, les migmatites dessinent une large apophyse qui se développe depuis Monestier jusqu'à Chamboirat (localité située entre Chirat-l'Eglise et Coutansouze), en passant par le bois du Boulard. Leur gisement est

d'allure stratoïde, au moins dans la partie occidentale de cette apophyse.

Ces roches sont exploitées activement dans les carrières du pont du ruisseau Bellon, sur la route Bellenaves - Montmarault. Elles sont en général bien litées. Leur composition minéralogique est analogue à celle des migmatites fondamentales de type embréchite leptynique : quartz, microcline, oligoclase 25 % An avec myrmékite, biotite fréquemment chloritisée, apatite, quelques gros zircons isolés, grenats petits et dispersés (fig. 44). L'extinction est onduleuse, la



FIG. 44. — Migmatites du Boulard ; microcline (quadrillé), plagioclase (pointillé), myrmékite, $\times 7,1$.

structure hétéroblastique. A la différence de ce que l'on observe dans les migmatites fondamentales, le quadrillage du microcline est ici un peu plus apparent. Très localement, il y a des déformations mineures dans ces migmatites.

10. Les migmatites leptyniques de la synforme du Pont de Menat

A la suite de JUNG et ROQUES (1933, p. 45), RICHARD a désigné par l'expression « ortho-gneiss type de Menat » un ensemble de roches « d'aspect compact, à schistosité peu nette... bien visibles sur la route du Pont de Menat à Saint-Eloy » (J. RICHARD, 1938, p. 25-23). Selon RICHARD, ces orthogneiss sont remarquables par leur pauvreté en micas, par la présence de grenats, la structure cataclastique et le mode de gisement « en bancs interstratifiés dans des minces couches de para-gneiss à biotite ».

En fait, ces roches ont aux affleurements un faciès de migmatites. En bien des endroits on est frappé par leur caractère leucocrate et leur aspect leptynique. On peut même être tenté de les appeler leptynites, mais l'abondance des feldspaths les rattache aux

migmatites (¹). Il est un peu délicat d'indiquer à quelle catégorie de migmatites appartiennent ces roches, car un de leurs caractères essentiels est le contournement de la foliation selon des surfaces grossièrement cylindriques. En somme, ce sont des embréchites leptyniques à replis cylindriques.

La composition minéralogique est la suivante : quartz, microcline quadrillé, perthitique (perthite fusiforme), pœcilitique, se substituant à l'oligoclase, biotite plus ou moins chloritisée avec exsudats de rutile, muscovite (peu), grenats, rares lits ou amas de sillimanite, apatite, zircons. La structure est variable, granolépidoblastique ou hétéroblastique à cloisons (fig. 45 et 46). L'extinction est toujours onduleuse.

Les embréchites leptyniques de la synforme du Pont de Menat sont assez analogues à celles de la partie nord de la région étudiée. Elles en diffèrent



FIG. 45. — Migmatites du Pont de Menat, $\times 7,1$.



FIG. 46. — Id., type leptynique à grenat, $\times 7,1$.

(¹) Lors d'une excursion en octobre 1962, M. WEGMANN a bien voulu me donner son opinion sur ces roches. Selon lui, ce sont bien des migmatites.

seulement par la fréquence des niveaux à tendance plus particulièrement leptynique et surtout par la présence d'un peu de muscovite et de sillimanite.

η. Les migmatites dans le horst de Jenzat, les migmatites rubanées à chlorite de la carrière de Neuval

Les migmatites rubanées à chlorite affleurent, nous l'avons dit, de façon très localisée à la carrière de Neuval, sur la route de Gannat à Saint-Bonnet-de-Rochefort et à ses alentours immédiats. Cette carrière, dont l'exploitation est aujourd'hui abandonnée, renferme d'ailleurs une assez grande variété de roches. Les fronts de taille Sud et Est montrent principalement une roche rubanée, largement feldspathique, affectée de replis nombreux et serrés. Le faciès pétrographique est bien celui d'une migmatite, de type épibolite plissotée (fig. X, hors texte). Les délités ferromagnésiens sont constitués par de la hornblende verte et de la chlorite (pennine). Les minéraux blancs sont du quartz et des plagioclases intensément séricitisés.

Dans la partie ouest de la carrière, on passe à des roches différentes. Un banc de quartzite sombre à grenats est remarquable par la magnifique surface cylindrique qu'il dessine. Sa composition minéralogique est la suivante : quartz, andésine acide, biotite chloritisée, parfois pseudomorphosée par de la calcite, grenats, magnétite, apatite, zircon. Un repli de ce niveau de quartzite enveloppe un gros boudin calcaro-serpentineux et talqueux. Celui-ci présente une organisation zonée bien nette comprenant une enveloppe, une zone intermédiaire fibroradiée et un noyau. L'enveloppe chloritomicacée est composée de quartz, chlorite (clinocllore), phlogopite, calcite, produits opaques en granules microscopiques (ilménite). La zone intermédiaire a une texture grossièrement fibroradiée. On y reconnaît les contours de très nombreuses baguettes de trémolite, maintenant pseudomorphosée par de la calcite, ainsi qu'un peu de talc et de chlorite. Le noyau, à texture équante, est composé principalement de calcite (près de 50 % du volume), talc, chlorite, pyrite en agrégats arborescents et parfois réticulés de granules microscopiques. Ce boudin calcaro-talqueux et les replis du niveau de quartzite sombre sont homoaxes avec les replis des migmatites rubanées situées à l'autre extrémité de la carrière. L'ensemble s'inscrit dans un système de plis couchés, visibles seulement à l'échelle du front de taille (fig. X a, hors texte).

En résumé, la carrière de Neuval est caractérisée par sa grande hétérogénéité pétrographique. Les roches en présence ont eu une histoire complexe. Il est probable que la variété lithologique actuelle correspond en partie à une diversité locale dans les sédiments originels : marnes pour les niveaux amphi-

boliques, grès impurs pour le quartzite sombre, calcaire dolomitique ou serpentine ultérieurement épigénisée en calcite pour le « boudin » talqueux. Mais l'allure même des plis nous cache quel était l'ordre de superposition, calcaires-grès-marnes ou l'inverse. Des échanges de matière eurent lieu, en plusieurs épisodes. Lors du métamorphisme (synchrone du plissement ?) des échanges se sont produits entre le calcaire et son environnement immédiat qui était principalement siliceux ; de là, la succession classique de micas, trémolite et calcite. Au cours d'un épisode ultérieur, peut-être lié à la formation du granite de Champs dont le contact se trouve ici à moins de 400 mètres, la biotite a été transformée en chlorite et la calcite s'est mise à migrer pour venir se substituer à la trémolite et remplir enfin les nombreuses fissures (anticlases) transverses aux axes des plis.

L'extension limitée des migmatites de la carrière de Neuviel est probablement en relation avec la diversité lithologique, elle aussi très locale. En effet, ces roches ne se retrouvent pas en dehors de la carrière. Les quelques migmatites que l'on observe sur l'autre rive de la Sioule, en face de la carrière de Neuviel sont du type banal, embréchitique, à quartz, microcline, oligoclase, grenat, biotite-chlorite, muscovite. Il en est de même pour les migmatites du petit panneau qui se trouve à 1 500 mètres à l'Est de Saint-Bonnet-de-Rochefort.

0. Les migmatites et les gneiss en enclaves dans le massif granitique de Champs et à son voisinage

J'ai cartographié plusieurs panneaux migmatitiques dans le massif de Champs. Ils sont au nombre de cinq, soit du Nord au Sud : les panneaux de la Serre, des Chiliens, des Chambons, de Château Jaloux, des Peyrolles. Le caractère granitoïde n'est pas très accusé ; parfois des gneiss et parfois des leptynites se rencontrent en abondance. C'est le cas à Peyrolles et dans toute la moitié est du panneau des Chiliens.

A l'extrémité ouest du panneau des Chiliens, les migmatites sont du type banal embréchitique plissoté. La composition minéralogique est la même que celle maintes fois décrite dans le cours de ce chapitre pour ce genre de roche. L'extinction ondulée généralisée que l'on observe sous le microscope témoigne d'une légère déformation. La granitisation ne semble s'être traduite par aucune transformation minérale ; tout au plus pourrait-on lui attribuer le caractère poussiéreux des plagioclases.

Dans la partie centrale du panneau des Chiliens, les affleurements visibles le long de la route Gannat-Ebreuil montrent un ensemble de roches rubéfiées qui ne sont pas toujours faciles à reconnaître. Un échantillon montre la structure et la composition

d'un gneiss : quartz, plagioclase complètement altéré, biotite largement chloritisée avec exsudats d'oxydes opaques, muscovite, sillimanite, granules rouges réfringents. La structure est à la fois granolépidoblastique et amygdalaire. Le tracé sigmoïde des macles de l'albite et l'existence dans les amygdales plagioclastiques de fissures d'extension cicatrisées par du quartz montrent que la roche a été soumise à une déformation tardive.

Ces caractères particuliers (rubéfaction-déformation) sont peut-être en rapports avec l'existence d'une brèche singulière qui se trouve non loin et qui marque le passage du panneau migmatitique à un petit lambeau de tufs rhyolitiques. Le contact entre cette brèche rouge et les tufs à faciès granitoïde (tufs type Manzat de A. AMEIL, 1963) se fait selon un plan fortement penté. Il est masqué par les éboulis et la végétation, mais on a pu mesurer localement sa direction N 110° E et son pendage 75° S, la brèche se trouvant au compartiment supérieur.

Examinée au microscope, cette brèche apparaît constituée d'une part de fragments de roches (gneiss à plagioclases, microcline, muscovite, biotite chloritisée avec exsudats de rutile), d'autre part d'éléments minéraux dispersés dans un fond quartzo-sériciteux pigmenté de granules rouges. Ces éléments sont des fragments de quartz et de plagioclases altérés, remarquables par leurs contours généralement anguleux et l'extrême variété de leurs dimensions. Cette roche est vraisemblablement une brèche d'écrasement, ce qui est en accord avec les caractères de déformation et de rubéfaction de l'ensemble des roches de ce secteur.

Les migmatites du panneau de Château Jaloux sont du type leptynique. Elles sont généralement rubéfiées. Elles contiennent les minéraux suivants : quartz, plagioclase (oligoclase) sériciteux et poussiéreux, microcline, biotite chloritisée (la biréfringence est encore élevée, mais le pléochroïsme est vert incolore), muscovite, pigmentation opaque très abondante.

1. Les migmatites laminées de La Boge

Des mylonites ont été signalées autrefois dans la région de La Boge (G. FRIEDEL, 1918). Il s'agit plus précisément de migmatites très déformées qui affleurent sur un secteur d'environ 2,5 × 1,5 kilomètres entre Teilhet et La Boge. La variété des types lithologiques est grande. Les roches ont une allure tantôt granitique, tantôt plus gneissique, mais toutes ont une caractéristique commune : les surfaces micacées délimitent des espaces lenticulaires. La structure est typiquement en mortier. Elle est en même temps hétérogranulaire, car les feldspaths apparaissent comme de petits yeux sur la mésostase plus fine. La composition minéralogique est la suivante : quartz, plagio-

clase abondant (oligoclase-andésine), orthoclase (microcline) plus rare, myrmékite, biotite, muscovite, apatite, zircon. La roche a subi des contraintes et s'est déformée comme l'indiquent un certain nombre de particularités structurales : allure effilée en amande des agrégats minéraux de grande taille et des feldspaths les plus gros, tracé sigmoïde des clivages des micas, fragmentation et chloritisation partielle des biotites qui ont tendance, avec les muscovites, à se mouler autour des gros fragments, tronçonnement des feldspaths avec « colmatage » des fissures d'extension par du quartz, lits mylonitiques de quartz dentelé, extinction onduleuse généralisée. Une linéation souvent très marquée indique la direction normale aux mouvements différentiels.

κ. *Les migmatites laminées de Grandmont*

A la bordure septentrionale du massif granitique de Saint-Gervais, affleure dans la région de Grandmont un petit panneau de migmatites qui présentent de nombreux points de parenté avec les migmatites de La Boge. Mais elles affleurent beaucoup mieux. On peut les observer dans de bonnes conditions le long de la route d'Ayat à Sainte-Christine et dans le thalweg du ruisseau de Sainte-Christine.

Comme à La Boge, la variété des faciès lithologiques est grande. On a affaire tantôt à des sortes de gneiss, tantôt à des sortes de granites. Dans tous les cas, ce sont des roches curieuses à structure fortement cataclastique. Elles ont acquis par déformation mécanique une anisotropie plane nouvelle, différente de celle qu'elles avaient auparavant. On voit ainsi, dans la petite carrière située le long de la route au Sud-Est de Grandmont, un ancien filonnet aplitique recoupant les gneiss. Le contact est traversé par un plan de clivage nouveau, marqué par les micas. L'association, constante dans tout ce secteur, de deux phases distinctes, l'une leucocrate, l'autre mésocrate suggère que l'ensemble lithologique initial, dont dérivent ces roches par écrasement et laminage était un ensemble de « migmatites hétérogènes » au sens de JUNG et ROQUES (1952).

Les migmatites laminées de Grandmont possèdent les mêmes caractéristiques structurales que celles de La Boge. Leur composition minéralogique est analogue. Selon le type pétrographique, on trouve des associations minérales mésocrates ou hololeucocrates : quartz, microcline, plagioclase, myrmékite, muscovite, petits grenats, avec ou sans biotite selon le cas. Dans tout ce secteur, la tourmaline est très fréquente. Elle est antérieure à la cataclase, par certains cristaux se présentant sous forme de fragments anguleux, éclatés et brisés. La biotite tend à se chloritiser. La muscovite est quelquefois présente en grands cristaux squelettiques et diablastiques. Le microcline est souvent en association diablastique avec le plagioclase.

Il serait hasardeux, dans le cas particulier, de choisir entre les différentes interprétations possibles de cette particularité structurale : croissance simultanée du microcline et du plagioclase, remplacement partiel de l'un par l'autre, exsolution du plagioclase par une ancienne solution solide devenue instable sous l'effet de contraintes mécaniques. La myrmékite est très irrégulièrement répartie. Un échantillon de type gneiss à deux micas laminé en contient en grande abondance.

VI. COMPLÉMENT A L'ÉTUDE DU GROUPE CRISTALLOPHYLLIEN DE LA SIOULE : LES OLIGO-ÉLÉMENTS

Le récent travail de BARRAU (1962) donne des informations sur la « distribution de quelques oligo-éléments métalliques dans la série cristallophyllienne de la vallée de la Sioule ». En voici les conclusions concernant la série des ectinites du groupe de la Sioule :

1° Sur 7 éléments dosés, 4 se trouvent à des teneurs appréciables (Pb, Ni, Cu, Cr) tandis que les 3 autres sont absents ou presque (Ag, Mo, Sn) ;

2° Les teneurs en Pb, Ni, Cu, Cr sont « assez homogènes dans les différentes zones » (de métamorphisme) ;

3° Le microgranite de Pouzol-Servant pourrait avoir eu pour influence d'augmenter les teneurs en Cu et Ni dans les micaschistes et les gneiss situés à son voisinage immédiat ;

4° La répartition des éléments Cu, Cr, Ni et Pb n'obéit pas à une loi générale. La teneur en nickel diminue quand le métamorphisme croît. De même pour le plomb, si la teneur est sensiblement la même dans les « gneiss supérieurs » que dans les « micaschistes inférieurs », elle est nettement moindre dans les « gneiss inférieurs ». Au contraire, les teneurs en cuivre augmentent de la zone des « micaschistes inférieurs » à la zone des « gneiss inférieurs ». Quant aux teneurs en chrome, élevées dans les micaschistes, elles diminuent d'abord (« gneiss supérieurs ») pour augmenter ensuite (gneiss inférieurs) ;

5° Les migmatites sont systématiquement moins riches en oligo-éléments que les ectinites.

S'inspirant en partie du travail de RICHARD (1938), BARRAU a distingué parmi les migmatites les types embréchites, anatexites et migmatites leptyniques. Or, il convient plutôt de distinguer, nous l'avons vu, les migmatites à cordiérite des migmatites sans cor-

TABLEAU 1.

Teneurs en oligo-éléments dans la série cristallophyllienne de la Sioule (d'après C. BARRAU, 1962).

	Ag	Cu	Cr	Mo	Sn	Pb	Ni
Migmatites à cordiérite (1 analyse).....	0	9	123	0	22	9	19
Migmatites sans cordiérite, ni hornblende (moyenne de 5 analyses).....	0	16,6	72,8	0	8,2	9,6	29
Migmatites à hornblende, sans cordiérite (1 analyse).....	0	6	107	0	16	5	17
Granite de La Boge (1 analyse).....	0	14	28	0	0	9	24
Moyenne des 8 analyses.....	0	14	77,8	0	9,9	8,9	25,6
Moyenne des 11 analyses de migmatites (y compris les migmatites de Miallet).....	0	13,5	64,4	0	7,2	8,5	23,4

diérite, celles-ci pouvant contenir ou non de la hornblende. Il faut donc regrouper les analyses données par BARRAU, selon cette nouvelle classification si l'on veut relier les données géochimiques au cadre géologique régional. Ces analyses sont au nombre de onze; elles se répartissent comme suit :

- migmatites à cordiérite : 2 analyses ;
- migmatites sans cordiérite ni hornblende : 7 analyses ;
- migmatites à hornblende, sans cordiérite : 1 analyse ;
- granite de La Boge : 1 analyse.

Sur les deux analyses de migmatites à cordiérite, l'une se rapporte à un échantillon provenant de Miallet dans la synforme de Menat. Là, les migmatites ne sont présentes que de façon sporadique. Il n'y a donc pas lieu d'en tenir compte. De même, sur les sept analyses de migmatites sans cordiérite ni hornblende, deux se rapportent à des échantillons provenant de Miallet ; il n'en sera pas tenu compte, pour la même raison.

Les résultats obtenus par BARRAU sont regroupés dans le tableau 1.

L'argent et le molybdène sont totalement absents ; les autres oligo-éléments se trouvent dans les migmatites dans l'ordre suivant, par teneurs croissantes : Sn, Pb, Cu, Ni, Cr. C'est dans le même ordre que se trouvent ces éléments dans les migmatites les mieux connues, c'est-à-dire celles du type sans cordiérite ni hornblende (5 analyses). L'étain s'est trouvé abondant dans un échantillon de migmatites à cordiérite, mais on se gardera de généraliser puisque l'on ne dispose que d'une seule analyse pour ce type de roche. Le plomb est en proportion partout à peu près identique, comme le nickel, qui paraît toutefois un peu plus abondant dans les migmatites sans cordiérite ni hornblende. Le cuivre subit des fluctuations impor-

tantes, mais c'est encore dans ce même type de migmatites qu'il est le plus abondant. Au contraire, c'est là que le chrome a ses plus basses teneurs, alors qu'il paraît plus abondant dans les migmatites à cordiérite, comme l'étain.

Le nombre des analyses dont on dispose pour les différents types de migmatites est à la fois trop faible et trop inégal d'une catégorie à l'autre pour que l'on puisse admettre sans réserve les conclusions précédentes. Par conséquent, il serait hasardeux d'avancer une interprétation géologique des teneurs mesurées.

En revanche, il est intéressant de comparer les teneurs en oligo-éléments de part et d'autre du front des migmatites. La figure 47 reproduit en partie les graphiques donnés par BARRAU (1962). Les migmatites sont regroupées comme il a été expliqué précédemment. Il apparaît que les teneurs en Pb, Ni, Cu, Cr sont systématiquement inférieures dans les migmatites à ce qu'elles sont dans les gneiss à biotite et sillimanite. En d'autres termes, la migmatitisation se traduit par une chute des teneurs.

Pour le plomb et le nickel, cette évolution ne fait que prolonger une décroissance très nette amorcée dans les ectinites, la teneur étant fonction inverse du degré de métamorphisme. Pour le cuivre et le chrome, la zone des gneiss à biotite et sillimanite correspond à un pic sur le graphique. En ce qui concerne le cuivre, il y a une explication géologique : les fortes teneurs sont peut-être en rapport avec les minéralisations sulfurées liées aux cipolins. Or si l'on élimine les teneurs élevées introduites par les cipolins, la teneur moyenne est ramenée de 38 à 27 ppm (C. BARRAU, 1962, p. 47). Ainsi corrigée, la teneur moyenne reste cependant plus forte que dans les autres zones d'ectinites et plus élevée aussi que dans les migmatites. Ceci signifie peut-être que la

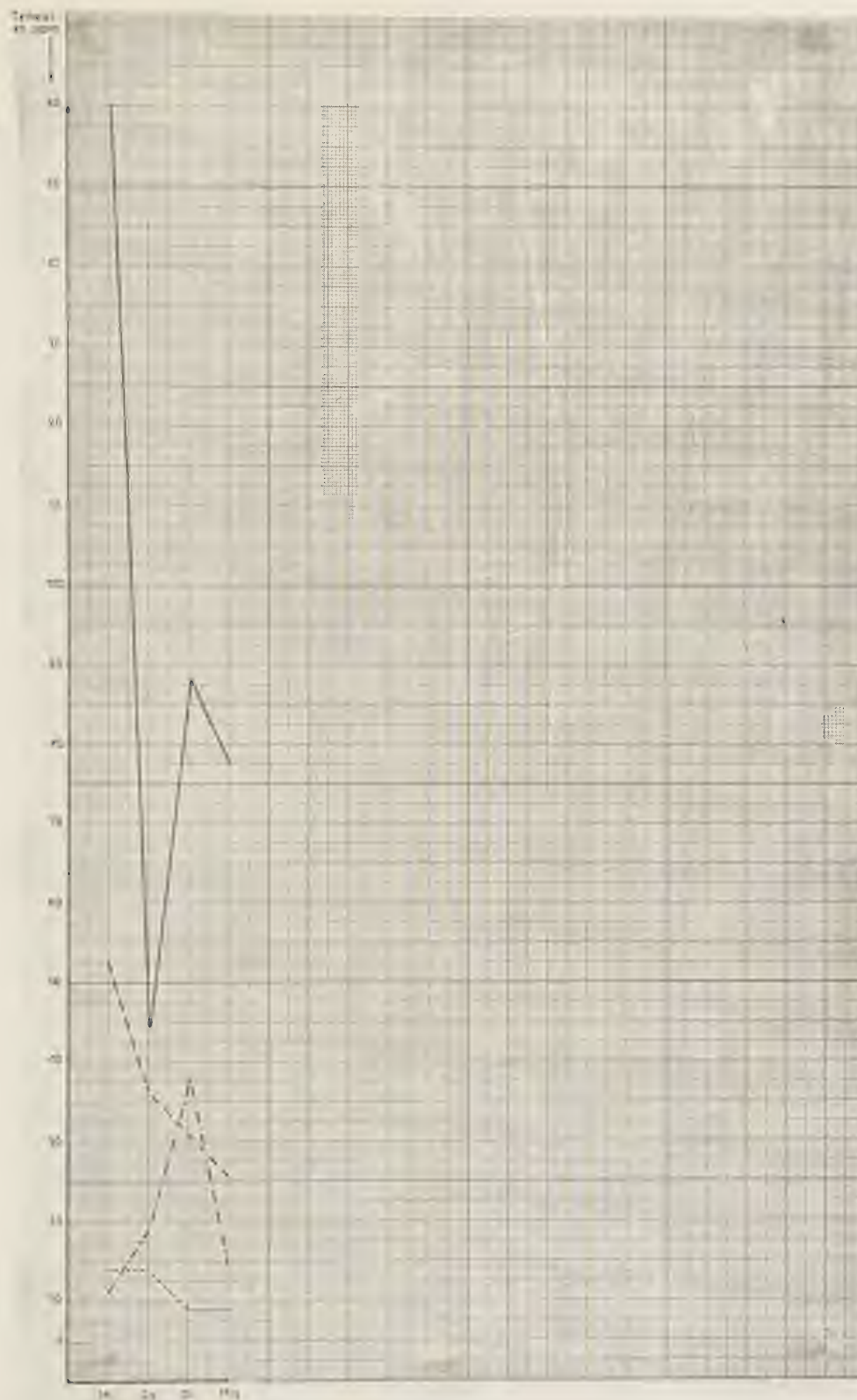


FIG. 47. — Teneur en oligo éléments dans la série cristallophyllienne de la Sioule d'après le donnée de C. BARRAU (1962)

— Cr
— Cu
— Ni
— Pb

Mi = Micaschistes à 2 micas
Gs = Gneiss à 2 micas,
Gi = Gneiss à biotite et sillimanite,
Mig = Migmatite.

minéralisation liée aux cipolins était antérieure au métamorphisme et que celui-ci aurait eu pour effet de la disperser quelque peu dans les roches voisines.

La teneur en chrome est d'abord relativement élevée dans la zone des micaschistes pour accuser

ensuite une chute marquée dans la zone des gneiss à deux micas. Cette zone-ci aurait ainsi une influence singulière sur le chrome. La cause de cette singularité reste inconnue. Rien dans la localisation des échantillons étudiés ne permet de l'expliquer.

Chapitre III

Le socle : Les groupes cristallophylliens de Breuilley-Cesset et de Rochefort

I. LE GROUPE CRISTALLOPHYLLIEN DE BREUILLEY-CESSET

1. Définition et extension

Dans la partie est de la région étudiée, au Nord du massif granitique de Chantelle, affleure un ensemble de roches singulières par leur aspect et leur composition minérale. Elles sont caractérisées par l'association minérale chlorite-grenat-sillimanite qui ne se rencontre habituellement pas dans la série cristallophyllienne de la Sioule. De ce fait, leur appartenance à la série de la Sioule est incertaine et il convient, du moins provisoirement, de les considérer à part.

J'appellerai *groupe cristallophyllien de Breuilley-Cesset* l'ensemble des roches possédant, dans la région étudiée, l'association minérale chlorite-grenat (et éventuellement sillimanite). Les roches du groupe de Breuilley-Cesset affleurent dans un secteur affectant grossièrement la forme d'un quadrilatère de $4,5 \times 2$ kilomètres allongé N.NE-S.SW et limité au Nord par les migmatites de Bransat, à l'Ouest par le filon de quartz de Fleuriel, à l'Est par les formations sédimentaires de la Limagne, au Sud par le massif granitique de Chantelle. La carrière de Cesset et ses

abords offrent des affleurements qui permettent d'observer ces roches dans des conditions satisfaisantes.

2. Pétrographie

Les roches du groupe de Breuilley-Cesset sont des gneiss quartzeux et alumineux et, plus rarement, des leptynites. Elles ont en commun la particularité de renfermer à la fois des minéraux de fort degré de métamorphisme (sillimanite, disthène) et des minéraux de degré plus faible comme la chlorite et la séricite. Le grenat almandin est présent de façon systématique, souvent ceinturé de chlorite, ce qui donne à ces roches un aspect tacheté caractéristique. Ces associations minérales traduisent évidemment une rétro-morphose partielle.

Dans la leptynite des Bergerons, 1 kilomètre au Nord de Cesset, cette rétro-morphose ne se manifeste que par une transformation partielle de la biotite en chlorite. Les autres minéraux sont le quartz, largement prédominant, l'albite An 9, de l'orthose, avec un peu de myrmékite, des grenats, quelques cristaux de disthène, de la sillimanite en amas de fibres. La structure est granoblastique. A la carrière de Cesset, l'évolution est bien marquée. Dans les gneiss de cette car-

rière, on reconnaît les mêmes minéraux mais avec une proportion plus importante de phyllites et de grenats. Les premières sont de la biotite brune, de la biotite verte (couleur en « lumière naturelle ») et une chlorite qui polarise toujours dans une teinte bleu foncé. Les grenats sont fréquemment ceinturés de biotite, éventuellement chloritisée. Leur coquille micacée présente parfois une structure en épis associée à une disposition concentrique (fig. 48 d). Cette structure, bien connue dans les roches orbiculaires (M. CHENEVOY, 1958 ; J. GROLIER, 1961 a) suggère qu'une diffusion ionique à double sens s'est produite entre le grenat et son enveloppe micacée lors de la croissance de ces minéraux. Par conséquent, la biotite est au moins en partie synchrone du grenat. Dans d'autres cas, l'auréole du grenat est mince ou même inexistante.

Un dispositif zoné, mais d'aspect et d'origine différents, associe le disthène et la muscovite. A la carrière de Cesset, le disthène (microscopique) n'est jamais en contact direct avec l'ensemble des autres minéraux de la roche, comme c'est le cas par exemple dans la leptynite des Bergerons, décrite plus haut. Ici le disthène se trouve tantôt inclus dans un cristal unique de muscovite (fig. 48 a et b), tantôt noyé dans un amas sériciteux (fig. 48 c). Le disthène se trouve

ainsi en îlots résiduels au milieu des micas développés à ses dépens. La muscovite est ainsi plus récente que le disthène. On trouve par ailleurs une confirmation de sa genèse tardive par l'existence dans ces roches de muscovites d'aspect diablastique, en association avec les plagioclases et avec le quartz.

Les autres minéraux contenus dans les roches de la carrière de Cesset offrent diverses particularités. La biotite, elle aussi, témoigne d'une transformation tardive : elle est plus ou moins transformée en chlorite. La sillimanite est présente. Ici comme dans la grenatite de Saugère (de la zone des gneiss à biotite et sillimanite, dans la synforme du Pont de Menat), elle coexiste avec le disthène. Enfin, le grenat est souvent altéré et fait place partiellement à des produits ferrugineux amorphes.

En définitive, deux paragenèses minérales successives se sont superposées dans les roches du groupe de Breuilly-Cesset, sans que la seconde ait effacé complètement la première. Les minéraux récents forment l'association chlorite-séricite-muscovite et produits d'altération du grenat. Les minéraux anciens sont quartz-plagioclase-microcline (rare)-biotite-almandin-disthène-sillimanite. La paragenèse récente est de type épizonal (faciès de métamorphisme « schistes verts »). La paragenèse ancienne est au contraire de type catazonal (faciès « amphibolite à almandin »). Il y a donc eu une légère rétro-morphose.

On peut en outre affirmer que les transformations minérales se sont produites en milieu relativement humide et a'calin. En effet, la chloritisation de la biotite, en présence d'eau, se traduit par un départ de potasse. Celle-ci est utilisée pour la muscovitisation des plagioclases, suggérée par l'association diablastique plagioclase-muscovite. Cette suite de réactions se termine par une libération de soude qui, non employée sur place, migre probablement. Il suffit d'un apport d'eau pour déclencher le phénomène. Une question se pose alors : d'où vient cette eau ? L'extension géographique réduite du groupe de Breuilly-Cesset empêche de penser à un polymétamorphisme à l'échelle régionale et impose de chercher, dans l'environnement géologique, une particularité locale susceptible de fournir une explication. En raison de la proximité du massif de Chantelle, on peut se demander si la granitisation de Chantelle n'aurait pas été un phénomène générateur d'eau. Mais il reste à établir le bilan géochimique de ces transformations.

Pour terminer cette description pétrographique du groupe de Breuilly-Cesset, il faut signaler deux faits observés dans les gneiss quartzo-alumineux de la carrière de Breuilly-Cesset. L'un est important au point de vue lithologique, l'autre en ce qu'il fournit un repère dans l'histoire tectonique de cette région. Il s'agit d'une part de la présence de lentilles de serpentines amphiboliques, d'autre part de l'existence de plis de style isoclinal. L'examen de détail des char-

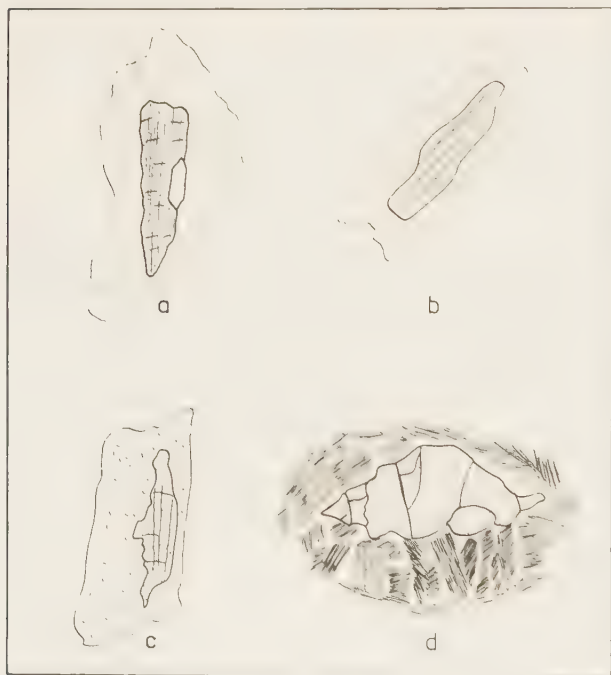


FIG. 48. — Représentation schématique de quelques associations minérales du groupe de Breuilly-Cesset : en haut, disthènes entourés de muscovite, en bas disthène dans un amas de séricite et grenat dans une coquille de biotite.

nières montre que les grenats sont postérieurs aux plissements et que les biotites (parallèles au plan axial dans les charnières) sont synchrones du plissement, sinon postérieures. Autrement dit, un plissement isoclinal a débuté avant la genèse des grenats, avant et pendant la genèse des biotites. Il est probable par conséquent que la cristallisation des biotites, partiellement synchrones des grenats, s'est produite dans un intervalle de temps relativement long qui englobe celui de la durée de croissance des grenats.

3. Signification géologique

L'abondance des grenats, la présence du disthène ne se rencontrent pas partout, dans la série de la Sioule. Le disthène y est même un minéral plutôt rare. On ne le rencontre, et il est alors associé au grenat, qu'à un niveau particulier de la zone des gneiss à biotite et sillimanite : le niveau des « grenatites à disthène », au flanc nord-est de la synforme du Pont de Menat (grenatites de Saugère) et au flanc ouest de l'antiforme de La Bosse.

La rareté de ce type de roches dans toute la région rend plausible l'assimilation des roches du groupe de Breuilly-Cesset aux grenatites à disthène de Saugère. Les unes dérivent des autres par une légère rétro-morphose. Par conséquent, le groupe de Breuilly-Cesset ne constitue pas nécessairement une unité stratigraphique indépendante de la série de la Sioule et l'on peut penser, au terme de son étude, qu'il représente l'équivalent des grenatites de Saugère. Il n'en diffère que par l'histoire de son métamorphisme.

II. LE GROUPE DE ROCHEFORT

1. Définition et extension

En bordure du bassin sédimentaire d'Ebreuil, et longeant le horst de Jenzat, affleure un ensemble de roches singulières par leur faciès pétrographique qui ne se rencontre habituellement pas dans la série cristallophyllienne de la Sioule. L'appartenance de ces roches à la série de la Sioule est par conséquent incertaine. Cet ensemble est désigné sous le nom de *groupe de Rochefort* (J. GROLIER, 1961 b), du nom d'une petite localité au Sud de Saint-Bonnet-de-Rochefort et près de laquelle ces roches affleurent dans de bonnes conditions.

Les affleurements du groupe de Rochefort se répartissent selon une sorte de lanière, accolée au horst de Jenzat, large de 1,1 kilomètre au plus et longue de 6 kilomètres entre Saint-Bonnet-de-Rochefort au Nord et la ferme de Château Jaloux près du mont David au Sud.

2. Pétrographie

Les roches du groupe de Rochefort sont caractérisées par leur homogénéité, par la finesse de leur grain, par leur fin litage, par leur couleur par endroits rosée du fait d'une rubéfaction surimposée, enfin et surtout par la multitude des petits feldspaths qui apparaissent sur les plans de foliation, comme autant de petites têtes d'épingles blanches légèrement en relief. La surface de foliation présente, par suite, un aspect très finement tacheté, caractéristique de tout le groupe de Rochefort.

Le groupe de Rochefort n'offre pas une grande variété lithologique. On distingue quelques nuances de teinte, de composition minérale, mais les structures possèdent toutes une parenté indéniable et ne diffèrent que par leur degré d'évolution.

D'une manière générale, la composition minérale est la suivante : quartz, plagioclase (andésine An 35), biotite, muscovite, grenats, apatite, zircon. Les trois premiers minéraux de cette liste constituent la quasi-totalité de la roche. La muscovite est généralement absente. On l'observe cependant, au microscope, en petite quantité dans les échantillons provenant du secteur du mont David et du secteur situé à l'Ouest des Visiers. La structure de ces roches va du type légèrement cataclastique au type mylonitique bréchique (fig. XII, hors texte).

En résumé, les roches du groupe de Rochefort sont principalement des gneiss fins, laminés, à biotite. La présence sporadique du muscovite permet de les situer, au point de vue zonéographique, dans la zone des gneiss à deux micas.

3. Signification géologique

Depuis longtemps, les roches du groupe de Rochefort posent un problème. On les a tout d'abord assimilées aux schistes cristallins enclavés dans le granite de Champs, l'ensemble étant désigné sous la rubrique $dx \gamma^1$ (« schistes micacés, leptynites et pseudogneiss avec injections granulitiques ») [L. DE LAUNAY, feuille GANNAT, 1^{re} éd.]. Cette manière de procéder ne fait pas ressortir la grande originalité du groupe de Roche-

fort et rassemble de façon injustifiée les roches laminées de Rochefort et certains gneiss indemnes de déformation que l'on trouve dans le massif de Champs.

Plus tard, GARDE (f. GANNAT, 2^e éd.) a donné une cartographie relativement précise du groupe de Rochefort. Malheureusement, il figure cet ensemble sous le symbole *dx* et l'assimile aux schistes mac'ifères de la vallée du Sichon. Or, on ne saurait considérer les gneiss fins laminés de Rochefort comme des cornéennes. Pas plus que celle indiquée par son prédécesseur, la notation proposée par GARDE n'est donc justifiée.

Enfin, ne considérant que la paragenèse minérale, RICHARD (1938) rattache les roches du groupe de Rochefort à la zone des gneiss à deux micas et ne leur donne de ce fait aucune figuration particulière. Cette interprétation ne tient pas compte de l'originalité du groupe de Rochefort, originalité indéniable au point de vue cartographique et pétrographique.

Cette individualité du groupe de Rochefort étant affirmée, faut-il penser pour autant que ce groupe cristallophyllien représente une entité stratigraphique indépendante de la série de la Sioule ? Probablement non, mais il est prudent de laisser la question en suspens. En effet, si l'on retrouve bien certains caractères structuraux du groupe de Rochefort dans la série cristallophyllienne de la Sioule, notamment dans les roches qui jalonnent ailleurs la dislocation de Saint-Pardoux, si d'autre part la composition minérale des gneiss de Rochefort évoque bien le granite de Chantelle, on n'a pas encore trouvé dans la région d'équivalent non laminé des gneiss fins de Rochefort.

La signification stratigraphique du groupe de Rochefort reste donc incertaine. Par contre, l'importance des phénomènes de laminage observés dans ce groupe autorise à le considérer comme un jalon de la dislocation de Saint-Pardoux.

Chapitre IV

Le socle : Les granites

I. LE MASSIF DE TRÉBAN

Le massif granitique de Tréban est une unité géologique majeure, qui limite au Nord les affleurements de la série cristallophyllienne de la Sioule. Seule une petite partie de ce massif se trouve dans la région étudiée.

Le massif granitique de Tréban renferme différents types lithologiques : un granite à biotite et cordiérite largement répandu que j'appellerai *granite de Tréban* (d'après la principale localité située au centre du massif) et, accessoirement, des types granitiques leucocrates, des faciès basiques d'endomorphisme, enfin quelques panneaux migmatitiques enclavés ⁽¹⁾.

1. Le granite de Tréban-Banoire

Dans le massif de Tréban, le type de granite le plus fréquent est celui que l'on peut observer à la ferme de Banoire, à 3 kilomètres au Sud-Est du

Montet. C'est un granite à grain moyen, de couleur grise, riche en biotite et qui présente deci delà quelques cristaux de cordiérite complètement altérés en pinite. La roche est isogranulaire, la texture équante. La structure est à plagioclases automorphes. La composition minéralogique est la suivante : quartz, orthose perthitique (perthite en fuseau) avec quelques plagioclases enclavés, oligoclase automorphe légèrement séricitisée, biotite partiellement chloritisée, pinite, zircon. Il n'y a pas de myrmékite.

Des types un peu plus riches en cordiérite se trouvent aux abords du Sillon houiller, notamment dans la carrière d'Archimbaux, sur la route Montmarault-Moulins, à la limite nord de la feuille Montmarault au 1/50 000, et plus au Nord, aux carrières des Cavernes, sur la même route près de Noyant. L'examen microscopique confirme qu'il s'agit bien d'une roche voisine de celle de Banoire : la structure est submonzonitique, à plagioclases automorphes et zonés. La composition minéralogique est la même avec cependant un peu de muscovite et de la myrmékite.

On retrouve dans cette description un ensemble de caractères déjà réunis par le granite connu dans le Massif Central sous le nom de granite de Guéret (voir notamment P. VIALON, 1959). Dès l'observation sur le terrain, la ressemblance est en effet frappante entre le granite de Tréban et le granite de Guéret. On retrouve en outre l'association régionale classique d'un granite de type Guéret avec des anatexites à cordiérite de type « gneiss d'Aubusson ».

⁽¹⁾ DUTHOU (1967), reprenant l'étude du massif de Tréban dans son ensemble, distingue trois faciès chimiquement très proches (granites calco-alcalins) : le type Meillard — à biotite et cordiérite —, le type Chassignole — riche en cordiérite —, le type la Fauchère — riche en biotite.

2. Les granites leucocrates

On trouve fréquemment dans le massif de Tréban des granites relativement leucocrates. Leur teinte habituelle est beige à jaunâtre clair ou légèrement rosée. Le grain est en général un peu plus fin que celui du granite de Tréban-Banoire. La texture est équante. Ces granites sont représentés sous forme de filons sur la feuille Moulins (2^e éd.) de la carte de France au 1/80 000. Un lever détaillé serait cependant nécessaire pour déterminer quels sont au juste leur forme et leur gisement.

D'après un échantillon provenant de la carrière située près de Chassignole, au Nord de la route Deux-Chaises-Voussac, la structure est là encore à plagioclases automorphes et les minéraux sont les suivants : quartz, orthose perthitique, albite, myrmékite, biotite, muscovite (peu), cordiérite altérée. Le granite de la carrière de Petit Max (route de Theil - Voussac) est presque identique : il contient en outre un peu de chlorite et la muscovite y possède une structure diablastique.

3. Les faciès d'endomorphisme

Sur la rive gauche du ruisseau Douzenau, près de Lours au Sud de Tréban, on remarque des roches sombres mélangées au granite. Sur une étendue d'au moins 800 mètres dans la direction N-S, il est peu d'affleurements qui ne montrent pas l'association du granite à des roches de teinte plus foncée se présentant sous forme d'enclaves de toutes tailles. Ces roches mésocrates offrent une certaine variété de texture : les unes sont isogranulaires à grain moyen, d'autres sont hétérogranulaires à grain fin, d'autres encore sont remarquables par la présence de grandes biotites diablastiques dont la taille peut aller jusqu'à 1 centimètre. Corrélativement, le granite est d'un type un peu plus sombre que de coutume et la cordiérite est absente.

Malgré ces différences d'aspect, la composition minéralogique de ces roches basiques est très constante : andésine basique An 45 automorphe en lattes (fig. 49), orthose, biotite partiellement chloritisée, hornblende verte également en grands cristaux allongés, apatite, sphène, épidote, minéraux opaques parfois vermiculés (pyrite et magnétite). L'absence de zircon, par ailleurs présent dans le granite, est remarquable. La structure à plagioclases en lattes est, on le sait, caractéristique des dolérites. On peut par conséquent interpréter les enclaves basiques de Lours, comme d'anciennes dolérites plus ou moins granitisées. Leur fréquence suggère que tout un essaim de dykes doléritiques a subi la granitisation.



FIG. 49. — *Faciès dioritique d'endomorphisme du granite de Tréban, Lours près de Tréban, structure doléritique, $\times 9,1$.*

Ces enclaves doléritiques dans le granite de Tréban rappellent beaucoup celles que l'on trouve à la bordure sud du petit massif granitique de Vernusse (à 500 m au Sud de la ferme de Berd). On trouve là en effet des enclaves sombres associées à un granite de teinte claire qui est le granite de Vernusse. La composition minéralogique est identique à celle des roches de Lours : quartz, orthose, andésine avec myrmékite, hornblende verte, biotite parfois en grandes paillettes, sphène parfois abondant, apatite. La structure est moins typique, mais présente toutefois un caractère nettement doléritique.

II. LE MASSIF DE CHANTELLE

J'appellerai *granite de Chantelle* le type de granite relativement constant dans son faciès pétrographique, qui affleure autour de cette localité. Il constitue un massif qui s'étend sur les feuilles Gannat et Montmarault au 1/50 000. Ses affleurements se répartissent sur une aire allongée Nord-Sud de 5,5 $\times$ 2,5 kilomètres. Au Sud, le massif granitique de Chantelle disparaît sous la couverture sédimentaire du bassin d'Ebreuil ; à l'Est, il est limité par la faille bordière du bassin de la Limagne.

Le granite de Chantelle répond à peu près à la définition donnée par RICHARD (1938, p. 28) pour le « granite type Blot-l'Eglise ». A Chantelle néanmoins, les conditions d'affleurement sont bien meilleures qu'à Blot-l'Eglise et les relations de gisement plus faciles à observer. Le granite couvre à Chantelle une étendue importante tout en conservant un faciès pétrographique très constant, tandis qu'autour de Blot-l'Eglise le granite paraît associé aux gneiss sans qu'il soit possible dans la plupart des cas de se ren-

dre compte de ses conditions de gisement. Enfin, la localité de Blot-l'Eglise est située sur des gneiss, non sur le granite lui-même.

Toutes ces raisons justifient l'abandon du granite de la région de Blot-l'Eglise comme type de référence, et ce malgré l'antériorité de la définition de RICHARD. On lui substituera le concept de « *granite de Chantelle* », les affleurements de référence étant ceux qu'offrent les gorges de Chantelle entre le moulin de Labanette en amont de Chantelle et le pont des Eaux Salées en aval.

Le granite de Chantelle présente une texture nettement orientée. Il tend à se débiter selon des plans parallèles, si bien qu'il peut passer pour un gneiss autant que pour un granite. C'est d'ailleurs ce qui explique que la présence de granite dans la région de Chantelle ait pu passer inaperçue jusqu'au travail de RICHARD. L'appellation de granite est préférable à celle de gneiss, pour les raisons suivantes :

- il n'y a pas de litage : les minéraux ne sont pas répartis selon des lits alternativement quartzo-feldspathiques et micacés comme dans les gneiss. La texture est orientée, certes, mais homogène ;

- localement, en particulier dans la partie Nord du massif, on passe insensiblement à des types moins orientés.

Le granite de Chantelle est caractérisé non seulement par son anisotropie plane très marquée, mais aussi par l'existence fréquente d'une linéation de laminage, par sa couleur constamment grise, sa richesse relative en biotite. Les caractères d'anisotropie rappellent beaucoup ceux des roches laminées de la bordure Nord du massif de Châteauneuf - Saint-Gervais. La structure microscopique est typiquement à cloisons et quelquefois en mortier (fig. 50). La composition minéralogique peut varier d'un point à l'autre du massif par la proportion de microcline. Au moulin des Eaux Salées, le granite contient quartz,



FIG. 50. — Le granite de Chantelle, $\times 9,1$.

microcline pœcilitique (englobant du quartz, des plagioclases et de la biotite), andésine acide 33 % An subautomorphe et zonée, myrmékite, biotite, apatite, zircon. A la bordure ouest du massif (vallée de la Bouble) on retrouve les mêmes minéraux, sauf le microcline. On passe donc à une sorte de diorite quartzique orientée, dépourvue de hornblende.

Les conditions d'affleurement ne permettent pas d'observer le contact entre le granite de Chantelle et les roches avoisinantes. Le contour du massif se cartographie néanmoins sans aucune difficulté car le passage du granite aux terrains qui le bordent se fait sans transition. L'influence du granite de Chantelle sur les roches du voisinage est difficile à apprécier, car ce massif est proche du massif de granite de Tréban dont il touche l'enveloppe de gneiss à cordiérite. Par conséquent, diverses influences se superposent et il n'est pas facile de faire la part des unes et des autres.

On rencontre différents types de roches aux abords du granite de Chantelle. Le plus souvent, ce sont des gneiss à cordiérite type « gneiss d'Aubusson ». C'est le cas notamment pour les affleurements de la forêt de Giverzat. Parfois, la roche peut prendre une texture compacte et tendre vers le faciès kinzigite, par exemple aux affleurements du ruisseau de la Veauvre au Sud de Fourillette. Là, la roche a une structure isogranulaire. Elle est composée de quartz, orthose et plagioclase avec un peu de myrmékite, très grande abondance de cordiérite donnant naissance, par altération, à des amas sériciteux et renfermant des inclusions de sillimanite, biotite partiellement chloritisée, muscovite (eu), grenat, zircon, ilménite, magnétite.

Sur le plateau de Deneuille, le granite de Chantelle est également bordé de gneiss à cordiérite. Ici la cordiérite est toujours totalement transformée en amas sériciteux, les feldspaths sont remplacés par des amas kaoliniques cryptocristallins et la biotite est chloritisée et exsude des aiguilles de rutile. Les grenats sont parfois abondants, par exemple au carrefour de l'école de Deneuille. Ils sont partiellement altérés en produits rougeâtres. L'oligiste est souvent abondant.

Dans la vallée de la Bouble, on trouve des embréchites sur la rive gauche de la rivière, à la boucle que fait celle-ci juste avant de pénétrer dans le massif granitique. Localement elles contiennent de l'amphibole. La composition minéralogique est la suivante : quartz, andésine acide 37 % An, à macle de l'albite souvent tordue, biotite partiellement chloritisée, hornblende verte, sphène, pyrite, apatite, zircon. Il y a peu ou pas d'orthose.

On signalera pour terminer que les enclaves sont très rares dans le granite de Chantelle : exceptionnellement enclaves gneissiques.

III. LES GRANITES TYPE L'ARFEUILLE

Une roche d'aspect granitique se rencontre fréquemment dans les migmatites de l'antiforme de Vernusse et dans le massif de Tréban. RICHARD (1938, p. 29) l'a décrite sous le nom de « granite à grain fin sans orthose, type l'Arfeuille » et, selon lui, le gisement serait chonolitique. En fait, l'examen structural des affleurements de référence (carrière de l'Arfeuille, près de Voussac) montre, ainsi que les documents cartographiques, que cette roche possède dans toute la région un gisement stratoïde, en bancs épais de plusieurs mètres intercalés dans les embréchites.

Fraîche, cette roche présente une couleur grise à gris bleuté ; le grain est fin. La composition minéralogique est la suivante : quartz à extinction onduleuse, albite 5 % An subautomorphe et très légèrement séricitisée, orthose poecilitique typiquement xénomorphe, très petits et rares bourgeons de myrmékite au contact avec les plagioclases, courtes paillettes de biotite partiellement chloritisées et d'orientations variées, zircon (fig. 51).

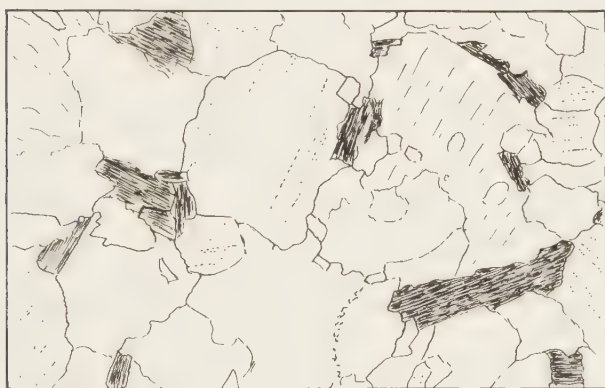


FIG. 51. — Granite type l'Arfeuille, structure à plagioclases subautomorphes, carrière de l'Arfeuille, $\times 9,1$.

IV. LE MASSIF DE VERNUSSE

Le massif de Vernusse est situé à cheval sur la limite des feuilles Gannat et Montmarault au 1/50 000. Ses dimensions sont relativement modestes : 3 200 $\times$ 1 500 mètres environ. Il dessine sur la carte une ellipse grossièrement allongée Est-Ouest. La localité de Vernusse (f. Montmarault au 1/50 000) est située à sa bordure nord.

L'ensemble du massif est constitué par un granite où les passées migmatitiques sont fréquentes. Le grain

est moyen à fin, la teinte est claire, la couleur beige. La composition minéralogique est la suivante : quartz, orthose maclée Carlsbad, plagioclase automorphe et zoné, myrmékite, biotite avec inclusions de zircon, muscovite, séricite, apatite (fig. 52). Voisin du granite



FIG. 52. — Granite de Vernusse, $\times 9,1$.

de Tréban par sa structure à plagioclases automorphes, le granite de Vernusse en diffère par la présence de la muscovite, sa pauvreté en éléments sombres et l'absence de cordiérite.

Le contexte structural du massif de Vernusse vaut d'être mentionné : le massif est situé dans les migmatites, presque exactement à la charnière de l'antiforme de Vernusse.

V. LE MASSIF D'ÉCHASSIÈRES-LES MONTMINS

(¹)

Le massif d'Échassières a attiré l'attention de nombreux géologues. Après les levers de DE LAUNAY et GARDE pour la feuille Gannat de la carte géologique de France au 1/80 000, la première étude d'ensemble a été celle de RAGUIN (1944). Depuis lors, CANTAGREL

(¹) On trouvera des descriptions très complètes de ce massif et de ses minéralisations dans les travaux de A. DE ROSEN (1965), J. LAMEYRE (1966) et G. AUBERT (1968 et 1969). Il y a lieu de distinguer :

— le granite des Colettes formant la majeure partie du massif ;

— les aplites porphyriques de la Croix-Lambin qui enveloppent le granite des Colettes de façon plus ou moins discontinue ;

— l'albite à lépidolite de Beauvoir formant une petite coupole accolée au massif dans sa partie méridionale.

(1963) a examiné le granite d'Échassières dans le cadre d'une étude sur la mine de wolframite des Montmins. Enfin, des travaux sont actuellement en cours (1965) sur le même massif (A. LAMEYRE, A. DE ROSEN).

Le massif granitique d'Échassières représente le type même du massif circonscrit. Les dimensions en sont modestes (diamètre de l'ordre de 3 km), le contour grossièrement circulaire, le contact net, sans transition, avec les micaschistes avoisinants. Les travaux récents fournissent les principaux éléments d'une description géologique du massif (J.-M. CANTAGREL, 1963 ; J. NICOLAS et A. DE ROSEN, 1963 ; G. AUBERT et L. BURNOL, 1964 ; J. LAMEYRE et M. ROQUES, 1964).

1. Gisement

Le contour circulaire du massif et l'examen de la carte gravimétrique régionale (B. R. G. M., 1956), montrant les isanomaies localement concentriques autour du massif d'Échassières, suggèrent que le massif « représente un petit stock granitique avant-coureur d'un batholite plus important, non encore dégagé par l'érosion » (J.-M. CANTAGREL, 1963, p. 42). La disposition serrée des isanomaies autour du massif laisse supposer que le massif se présente en profondeur comme un corps grossièrement cylindrique d'axe vertical. On peut en outre voir dans le massif d'Échassières une « réapparition terminale » de la chaîne des granites à muscovite des monts de Blond, d'Am-bazac et de la Marche » (J. JUNG, 1946, p. 70).

Selon CANTAGREL (1963, p. 41) « la nature intrusive du granite des Colettes n'a jamais fait aucun doute pour personne ». Peut-être, mais cette « nature intrusive » déterminée par une discontinuité lithologique (le contact net entre le granite et les micaschistes encaissants) ne nous renseigne nullement sur le comportement mécanique de la roche au moment de sa « mise en place ». Dans le cas du massif d'Échassières, le contact net ne signifie pas que le granite est venu là où il se trouve maintenant par un déplacement en masse, car on n'observe aucune trace de mouvement au contact, pas de stries, pas de rebroussement des micaschistes encaissants. Bien au contraire, le granite s'est mis en place dans les micaschistes sans les déranger, si ce n'est lorsque ceux-ci ont été réduits à l'état d'enclaves. Le report en projection stéréographique de la foliation des enclaves indique que celles-ci ont une disposition en tous sens, au hasard, sans relation avec la tectonique régionale (observation inédite faite en collaboration avec A. DE ROSEN), alors que les micaschistes encaissants gardent une disposition uniforme. Ce contraste suggère que la granitisation s'est produite selon un processus de type « magmatic stopping ».

On possède peu de renseignements sur l'architecture interne du massif, sauf en ce qui concerne le réseau filonien et la fracturation récente. Dans ce domaine, les recherches en cours (A. DE ROSEN), viendront peut-être compléter le travail de CANTAGREL. Mais les conditions d'affleurement ne se prêtent guère à une étude systématique des « plans de partage » dans l'ensemble du massif.

2. Pétrographie

a) GRANITE A GROS GRAIN OU « GRANULITE DES COLETTES » (NICOLAS et DE ROSEN, 1963).

Le type de granite le plus courant dans le massif est un granite à gros grain, à muscovite coloré quelquefois en rose (orthose) et verdâtre (plagioclase). On le rencontre notamment sur le petit chemin allant de Montmins au Puy de Juillat » (J.-M. CANTAGREL, 1963, p. 27). Selon les descriptions de ce géologue, la composition minéralogique est la suivante : quartz automorphe, orthoclase perthitique, albite, muscovite, biotite, apatite, zircon ; et l'analyse modale donne comme résultat :

	%		
quartz	35,5	Indices de Jung	
orthoclase	24,6	et Brousse :	
albite	31,2	SAT	38,8
muscovite	7,4	COL	1,2
biotite	0,8	FELDS	100

Dans la classification modale de JUNG et BROUSSE, cette roche se place parmi les granites alcalins holo-leucocrates.

b) GRANITE MICROGRENU.

Un granite microgrenu apparaît de façon sporadique, notamment près du contact nord (nouvelle route minière de La Bosse à l'usine du Mazet) et dans la forêt des Colettes à 800 mètres au N.NW du carrefour de La Bosse. CANTAGREL (1963, p. 29 et suivantes) l'a décrit. La structure est microgrenue porphyrique. Les phénocristaux sont du quartz, de l'orthoclase perthitique, du plagioclase et plus rarement de la biotite. Il y a en outre des agrégats de pinité, séricite et micas blancs. La pâte microgrenue comprend : quartz, feldspath potassique, albite, muscovite,

biotite, apatite, avec quelquefois de l'andalousite. Les résultats de l'analyse modale sont :

	%		
quartz	37,4	<i>Indices de Jung et Brousse :</i>	
feldspath potassique	31,5		
albite	21,7		
muscovite	6,2	SAT	41
biotite	2,7	COL	3
divers	0,2	FELDS	100

Il s'agit également d'un granite alcalin hololeuocrate. Les proportions relatives des phénocristaux et de la pâte sont variables d'un échantillon à l'autre. En outre il y aurait, semble-t-il, passage progressif entre le granite type à gros grain et granite type microgrenu. Il n'y a par ailleurs aucune différence fondamentale entre les deux types de granite et, d'une manière générale, le granite des Colettes forme « un massif relativement homogène, à l'intérieur duquel les faciès aplitiques sont particulièrement rares » (J.-M. CANTAGREL, 1963, p. 32).

Néanmoins, la distinction entre les deux types de granite pourrait avoir une signification génétique, car la disposition micrographique de l'albite, de la muscovite et du feldspath potassique suggère que le granite des Colettes (type à gros grain) « dériverait d'un premier faciès peut-être microgrenu par muscovitisation et albitisation » (J.-M. CANTAGREL, 1963, p. 33 et suivantes ; voir aussi J. LAMEYRE et M. ROQUES, 1964). Autrement dit, le granite type microgrenu serait une « relique » d'un stade initial de la granitisation.

c) COMPOSITION CHIMIQUE

Entre les deux types de granite, la différence de composition chimique est faible. Selon CANTAGREL (1963, p. 38), le granite à gros grain du Mazet a pour composition :

Si O ₂	73,25	
Al ₂ O ₃	14,80	
Fe ₂ O ₃	0,35	
Fe O	0,85	
Mg O	0,60	
Ca O	0,70	
Na ₂ O	3,55	<i>Paramètres CIPW :</i>
K ₂ O	3,95	I. 3'. 1. 3'
Ti O ₂	0,05	<i>Paramètres de Niggli :</i>
P ₂ O ₅	0,35	si = 420
Mn O	traces	al = 50
H ₂ O ⁺	0,75	fm = 11
H ₂ O ⁻	0,20	c = 4
		alk = 34
		k = 0,42
	99,40	mg = 0,45

La recherche de quelques oligo-éléments par voie spectrographique a conduit CANTAGREL aux résultats suivants, pour le granite à gros grain du Mazet :

Sn	49
Cu	12
W	85

Or, d'après les travaux de BARRAU, les teneurs en étain et en cuivre sont respectivement de 7 et 11 ppm, dans les micaschistes de la série de la Sioule. Par conséquent, la granitisation s'accompagne, dans le massif d'Échassières, d'une élévation considérable de la teneur en étain, sans que la teneur en cuivre soit modifiée.

d) GRANITE HOLOLEUCOCRATE A GRAIN FIN ou « granulite de Beauvoir » (NICOLAS et DE ROSEN, 1963).

Outre la « granulite des Colettes », le faciès le plus répandu dans le massif d'Échassières est la « granulite de Beauvoir ». C'est un « granite hololeuocrate monzonitique à quartz automorphe, orthose rare, albite-oligoclase et muscovite » (J. NICOLAS et A. DE ROSEN, 1963, p. 127). Ses rapports avec la granulite des Colettes et avec le granite microgrenu seront probablement précisés par les travaux en cours (A. DE ROSEN, J. LAMEYRE).

e) LA KAOLINISATION

Le massif d'Échassières-les-Colettes a subi une kaolinisation sur une étendue importante, mais dont « l'extension et les limites exactes... sont difficiles à préciser » (J.-M. CANTAGREL, 1963, p. 43). Cette kaolinisation paraît s'étendre « sur toute la bordure sud du granite », de La Bosse à Échassières, sur une largeur d'environ 500 mètres, tandis que la zone des kaolins jaunes, au Sud du Mazet, « paraît isolée au milieu du granite frais ».

La kaolinisation du granite serait d'origine profonde et non météorique. NICOLAS et DE ROSEN (1963) précisent que la kaolinisation s'est manifestée dans des zones allongées Nord 50° Est et qu'elle a été précédée d'une greisénification, particulièrement au voisinage des filons de quartz blancs ⁽¹⁾.

f) ÉVOLUTION PÉTROGÉNÉTIQUE

Certains aspects de la genèse du massif granitique d'Échassières sont connus depuis peu (J. LAMEYRE et

⁽¹⁾ L'origine de la kaolinisation est discutée : hydrothermale selon DE ROSEN (1965) et LAMEYRE (1966), supergène et « per descensum » selon AUBERT (1968).

M. ROQUES, 1964). D'origine secondaire, la muscovite se serait développée aux dépens d'un granite initial. Cette « muscovitisation modifie la composition chimique initiale qui correspond à un minimum thermique pour des hautes pressions d'eau et entraîne son glissement vers les minimums de basses pressions ». Selon LAMEYRE (communication verbale), il se serait produit successivement la cristallisation d'un granite initial correspondant au minimum thermique pour une pression d'eau de 3 600-4 000 kg/cm², une séricitisation, une albitisation, une muscovitisation et une greisénification, ces deux derniers phénomènes étant accompagnés d'une diminution de volume et d'un changement de la composition chimique qui correspond finalement à un minimum thermique pour des pressions d'eau de l'ordre de 1 000 kg/cm².

Cette interprétation pétrogénétique s'insère sans difficulté dans le contexte structural du massif d'Échassières. Le granite initial s'est contracté. Du point de vue mécanique, il a donc eu un comportement passif et, de fait, on n'observe aucune trace de mouvement aux bordures. Quant à l'origine de cette contraction, on peut la trouver dans l'inflexion axiale de l'antiforme de La Bosse.

3. Le métamorphisme de contact

Selon NICOLAS et DE ROSEN (1963), la granulite des Colettes et la granulite de Beauvoir « agissent différemment sur les micaschistes ». Les zones de métamorphisme de contact sont à cordiérite et andalousite autour de la granulite des Colettes, à biotite et andalousite autour de celle de Beauvoir.

Selon CANTAGREL (1963, p. 45 et suivantes), le métamorphisme de contact au voisinage du massif d'Échassières n'a qu'une extension réduite et son auréole autour du granite n'est pas continue. Il se traduit par le développement d'andalousite, par « une certaine silicification » et le développement de muscovite de néoformation. Corrélativement, la schistosité cristallophyllienne tend à s'estomper et la roche devient plus compacte. CANTAGREL cite le contact Nord du granite, sur la nouvelle route minière de l'usine du Mazet et la carrière de La Bosse, au contact Sud du granite. Ces deux secteurs coïncident avec les zones minéralisées du massif d'Échassières.

L'interprétation que donne CANTAGREL est simple et logique. On peut néanmoins formuler quelques réserves, si l'on examine une région un peu plus vaste que les abords immédiats du massif granitique. Certes, l'andalousite est généralement considérée comme minéral typique du métamorphisme de contact, mais ce n'est pas là son seul type de gisement connu. DEER,

HOWIE et ZUSSMAN (1962, vol. I, p. 134) citent divers auteurs qui ont décrit de l'andalousite dans des schistes cristallins de métamorphisme régional. Par ailleurs, l'andalousite n'est pas confinée aux abords immédiats du granite d'Échassières. En effet, on la trouve en plusieurs endroits en plus de ceux que signale CANTAGREL :

— (1) près du ruisseau Bellon, dans le chemin qui descend du hameau de l'Étang ;

— (2) dans la forêt des Colettes, sur la petite route des Fayes à la Croix des Bois par le Nord, à 1 500 mètres Nord-Est de la Croix des Bois ;

— (3) dans le ruisseau à 750 mètres au Sud de La Bosse ;

— (4) près de l'étang de Nades, dans le chemin qui se dirige vers le Nord pour rejoindre la route de Lalizolle à La Bosse.

L'andalousite se présente dans tous les cas sous la forme de prismes roses qui peuvent atteindre 2 centimètres de long et 1 centimètre en section transverse dans certains amas pegmatitiques associés aux micaschistes. L'andalousite est alors accompagnée par de la chlorite et par de la muscovite qui tend à se disposer en petits agrégats rayonnants.

La liste ci-dessus n'est sûrement pas limitative. L'ensemble des six gîtes à andalousite s'inscrit à l'intérieur d'une aire grossièrement elliptique de 6 kilomètres de grand axe et 3 kilomètres de petit axe, centrée sur la bordure orientale du massif d'Échassières. La localité (3) est située à 800 mètres du granite, ce qui est relativement proche, mais les autres points sont beaucoup plus éloignés. Les points (1), (2) et (4) se trouvent respectivement à 2,1 kilomètres, 2,1 kilomètres et 1,9 kilomètre du granite. Ces distances peuvent paraître un peu exagérées dans le cas où l'on attribue la formation de l'andalousite à un métamorphisme thermique en relation avec la mise en place du granite d'Échassières, et cela d'autant plus que, la forme probable du massif étant celle d'un cylindre vertical, les distances mesurées sur la carte sont probablement les distances réelles des gîtes d'andalousite au granite.

Il y a de plus une coïncidence approximative, qui n'est peut-être pas fortuite, entre la « zone à andalousite » et la zone à staurotide. Ici, la staurotide est bien un minéral de métamorphisme régional comme l'indique d'ailleurs la structure microscopique des micaschistes qui la renferme.

Mais il faut remarquer, et c'est là un argument de poids en faveur de l'existence d'un métamorphisme de contact, que l'andalousite n'a pas été rencontrée dans la région ailleurs que dans l'antiforme de La Bosse. En particulier, elle est absente des micaschistes du horst de Jenzat et de ceux qui bordent au Sud le massif de Pouzol-Servant.

En définitive, si l'on admet que le granite d'Échasières est « responsable » de l'apparition de l'andalousite, il y a là un métamorphisme de contact très particulier, remarquable par l'extension de la zone affectée (2 km), la faible transformation subie par les micaschistes, la présence sporadique de l'andalousite, l'absence quasi générale de roche à structure compacte de type cornéenne.

VI. LE MASSIF DE POUZOL-SERVANT

Le massif microgranitique de Pouzol-Servant sépare la synforme du Pont de Menat, située à l'Ouest, de la synforme de Saint-Gal située à l'Est. Au Nord on trouve l'antiforme de La Bosse, au Sud une bande de micaschistes commune aux synformes du Pont de Menat et de Saint-Gal et qui s'étend depuis la région de Lisseuil jusqu'à celle de Saint-Pardoux. Le contour de forme « bizarre, en haltère » (J. DIDIER, 1964, p. 129) a de tout temps intrigué les auteurs. DIDIER (1964) a récemment retracé l'historique des recherches géologiques dans ce massif. Le lecteur s'y reportera utilement. DIDIER (*id.*) a donné en outre une pétrographie très complète du microgranite et des enclaves. Ses principaux résultats sont rappelés ci-après au paragraphe 2 : Pétrographie.

1. Gisement

Depuis les travaux de GARDE, on considère que le massif de Pouzol-Servant est un laccolite, « grosse masse qui s'est injectée et a cristallisé entre les feuillets de micaschistes » (G. GARDE, 1934, f. Gannat au 1/80 000, 2^e éd., notice explicative). Cette manière de voir appelle quelques remarques. Les unes seront d'ordre méthodologique ; critiques, elles concernent la démonstration de GARDE. Les autres viennent à l'appui de faits d'observation nouveaux, qui confirment néanmoins pour l'essentiel l'interprétation de GARDE.

C'est par l'observation des pendages des micaschistes en de nombreux points au voisinage du massif que GARDE (1914) a établi la forme laccolitique. Or, bien que l'influence du massif soit indéniable dans le relèvement axial de la synforme de Saint-Gal (ce qui a pour conséquence de faire se mouler approximativement les schistes cristallins sur le toit du massif), la méthode employée par GARDE n'est pas absolument valable puisque, logiquement, c'est par l'observation directe du contact (ou des litho-

clases qui, à l'intérieur du massif, lui sont supposées parallèles) que l'on peut se faire une idée précise de la forme du massif.

Les endroits où le contact du microgranite et des roches avoisinantes est visible sont malheureusement très rares. C'est d'ailleurs pourquoi il convient de les signaler tous, soit du Nord au Sud et d'Ouest en Est :

— (1) petite route de Nades aux Moignons, entre le hameau de Cambray et le ruisseau de la Gourdonne ;

— (2) Chouvigny, sortie Nord du village ;

— (3) Chouvigny, en contrebas du village, sur la route Ébreuil-Pont de Menat ;

— (4) chemin qui descend du hameau des Mache-lons, au Nord de Pouzol, vers la Sioule ;

— (5) chemin d'accès à l'étage supérieur de la première carrière rencontrée dans le microgranite, sur la route Pont de Menat - Ébreuil quand on vient du Pont de Menat ;

— (6) au Nord-Est de Bussière ;

— (7) à l'Est de Bussière.

Il faut ajouter à cette liste un affleurement où l'on peut voir le contact du petit massif microgranitique des Nioux au Nord-Ouest de Saint-Pardoux, réplique en petit du massif de Pouzol-Servant auquel il se rattache probablement en profondeur.

L'affleurement (1) a été étudié la première fois par l'auteur en compagnie de A. DE ROSEN. Il montre de façon spectaculaire (fig. 53) le rebroussement des micaschistes au contact du microgranite sus-jacent. La surface de contact est orientée Nord 2° Est, pentée 35° Est. L'épaisseur de la zone déformée est de l'ordre de 20 centimètres sous le contact. Les crochons

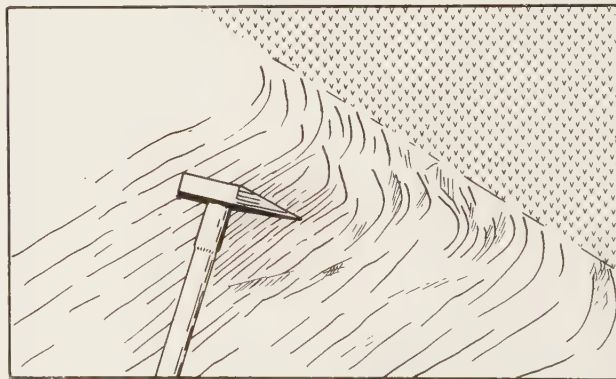


FIG. 53. — Contact des micaschistes et du microgranite à Cambray, près de Nades ; le microgranite est situé au-dessus des micaschistes et ceux-ci sont rebroussés au contact.

ont un axe N 160° E plongeant 6° S. Ces observations montrent à l'évidence :

- la superposition du microgranite aux micaschistes ;

- le sens du déplacement relatif microgranite-micaschistes et la montée apparente de la masse microgranitique d'Est en Ouest ;

- la non concordance, tout au moins locale, de la surface de contact et de la foliation des micaschistes.

On remarquera néanmoins que le microgranite en question n'appartient peut-être pas à la masse principale du massif de Pouzol-Servant. Il s'agit plutôt d'un filon satellite. Les observations exposées ci-dessus n'en gardent pas moins une certaine valeur indicative.

Les affleurements (2), (3), (4), (6) et (7) sont tous situés au toit du massif ; l'affleurement (5) est sur la bordure faillée occidentale. L'affleurement (2) montre une surface de contact à peu près concordante avec la foliation des micaschistes : N 112° E, 30° S pour le contact, contre N 105° E, 25° S pour les micaschistes. Il n'y a pratiquement pas de déformation mineure dans les micaschistes excepté une série de plis en chevrons dont le plan axial est souligné par une lithoclase orientée N 32° E, 53° W, c'est-à-dire inclinée vers le granite (fig. 54). La zone mylonitique entre le microgranite et le micaschiste n'exède pas 2 centimètres d'épaisseur. L'affleurement (3), très voisin, montre également un contact on ne peut plus tranché.

Dans la région de Chouvigny, toujours à cette bordure est du massif, existe toute une série de failles peu pentées montrant jusqu'à plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur de mylonites. Certains affleurements sont spectaculaires, notamment sur la route Pont de Menat - Ébreuil en contrebas de Chouvigny (fig. XIII, hors texte) et aussi sur la petite route qui descend du village vers la vallée (fig. 55). Le sens

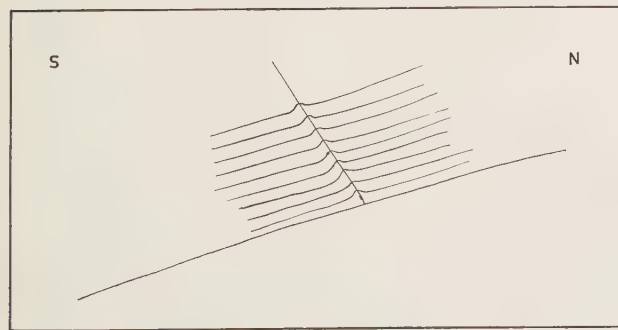


FIG. 54. — Schéma du contact au toit du massif de Pouzol-Servant ; sortie Nord du village de Chouvigny.

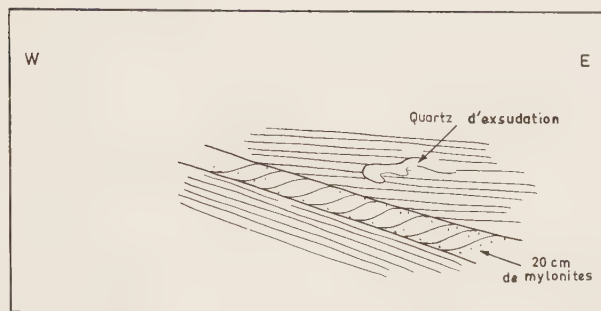


FIG. 55. — Représentation schématique d'une des failles visibles dans les gneiss de la coupe de la petite route allant de Chouvigny à la vallée de la Sioule.

du mouvement relatif le long de ces failles est clairement indiqué par l'allure des mylonites et la disposition des lithoclasses : le compartiment supérieur est systématiquement descendu vers l'Est ou, ce qui revient au même, le compartiment inférieur est monté vers l'Ouest. A cet endroit, les cassures principales ne sont pas situées au contact lui-même, mais à quelque distance. Tout se passe comme si, lors des mouvements tectoniques, une tranche de schistes cristallins avait été entraînée par le massif microgranitique.

L'affleurement (4) permet d'observer une faille orientée N 50° E, 30° SE, marquée par 10 centimètres de mylonites. Les micaschistes sus-jacents sont orientés N 60° E, 25° SE. Ils sont affectés de microplis cisailants, en chevrons, d'axe subméridien N 10° plis, cisailants, en chevrons, d'axe subméridien (N 10° E), plongeant 20° S, dont les plans axiaux s'inclinant d'environ 60° vers le massif microgranitique, c'est-à-dire vers l'Ouest.

L'affleurement (5) permet d'observer le passage des schistes cristallins au microgranite par l'intermédiaire d'une importante zone disloquée. La succession des roches, du Sud-Ouest vers le Nord-Est, est la suivante : gneiss à deux micas, 3 mètres de mylonites argileuses, 2 mètres de mylonites schisteuses noires et feldspathiques, microgranite fracturé sur plus de 10 mètres. Les gneiss à deux micas sont inclinés vers le Sud-Ouest, tandis que les mylonites présentent un débit schisteux disposé en éventail, depuis des pendages Sud-Ouest comme dans les gneiss, jusqu'à des inclinaisons est, parallèles au contact microgranitique orienté ici N 143° E, 62° NE, en passant par des pendages verticaux. En outre, toute une série de failles plus ou moins parallèles au contact affectent le microgranite à cet endroit.

Cette faille bordière Ouest du massif de Pouzol-Servant est connue depuis longtemps, puisqu'elle figure sur la première édition de la feuille Gannat au

1/80 000 par DE LAUNAY (1894). Par la suite GARDE (F. Gannat 2^e éd., 1934) et DUBOSCLARD (1954) l'ont négligée, tandis qu'on la retrouve sur la carte de RICHARD (1938) et dans les travaux de HUU-NGHIEP et GAGNY (1958) citée par DIDIER (1964, p. 130-131).

Aux abords du massif, à l'Ouest, on peut mettre certaines déformations mineures des schistes cristallins en relation avec la proximité du massif. Les affleurements de la route qui longe la Sioule entre le

Quelques microplis en chevrons affectent les micaschistes. Leurs axes, orientés N 155° E environ, ont un plongement nul ou incliné de 8° au plus vers le Nord. Les plans axiaux sont inclinés vers l'Ouest, c'est-à-dire vers le massif microgranitique.

L'affleurement (7) permet des observations comparables. En particulier, le contact est orienté N 4° E, 28° E. La figure 56 représente une coupe schématique de détail relevée dans le chemin à l'E.N.E de Bussière.

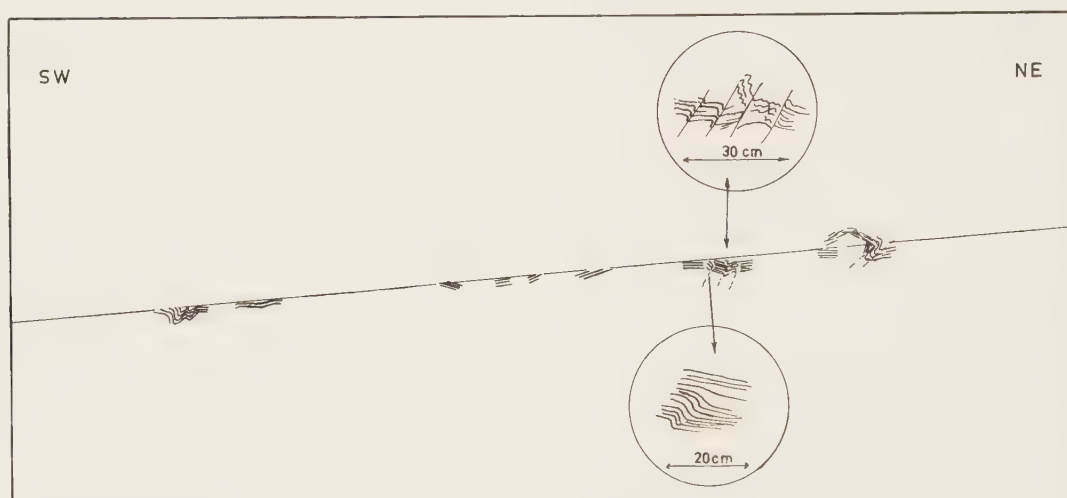


FIG. 56. — Coupe de détail dans les micaschistes, au voisinage du massif de Pouzol-Servant, près de Bussière.

Pont de Menat et le massif microgranitique offrent des conditions d'observations favorables. Là, les gneiss sont très intensément microplissés, mais les plis que l'on peut observer sont de deux types bien différents. Les uns, parfaitement réglés (fig. XVIII, hors texte), s'inscrivent dans la synforme du Pont de Menat avec laquelle ils sont homoaxes, tandis que d'autres d'un style tout différent sont de petits plis-failles (fig. XIII, hors texte). Ils ne sont visibles qu'au voisinage du massif microgranitique et seulement là. Le déplacement relatif suggéré par ces plis très asymétriques est un mouvement du compartiment supérieur monté d'Est en Ouest. Ce mouvement est inverse de celui observé près de Chouvigny, à la bordure orientale du massif.

Comme tous les affleurements de la bordure est du massif, l'affleurement (6) montre une concordance approximative du contact et de la foliation des schistes cristallins. Bien mieux, certaines surfaces d'affleurements sont exactement parallèles à la surface structurale qui marque le contact. Localement on marche sur le toit du massif. Au voisinage du contact, le microgranite est grossièrement feuilleté, parallèlement à la surface de contact orientée N 6° E, 18° E.

Elle montre l'existence d'un écaillage des schistes cristallins au voisinage du massif et la fréquence des microplis en chevrons à plans axiaux inclinés vers le massif. Au contact proprement dit, l'épaisseur des mylonites n'excède pas 2 à 3 centimètres, mais celles-ci sont toujours présentes.

Enfin, en bordure du massif des Nioux, j'ai observé une surface de contact orientée N 130° E, 65° NE. Comme toutes celles observées à la bordure orientale du massif de Pouzol-Servant, elle est soulignée par une zone centimétrique de mylonites noirâtres.

En ce qui concerne le massif de Pouzol-Servant proprement dit, si l'on rassemble les observations exposées plus haut, on obtient une « image de mouvement » assez cohérente : celle d'un corps granitique qui est monté d'Est en Ouest. A sa bordure occidentale, le massif a refoulé son encaissant, tandis qu'à sa bordure orientale il a entraîné des écailles de schistes cristallins dans lesquels se sont développés des microplis en chevrons avec, corrélativement, apparition d'une schistosité de fracture naissante, systématiquement inclinée vers le massif. Dans le détail, le contact est toujours marqué par une frange centimétrique de mylonites. A l'Ouest, le bord du mas-

sif est longé par une faille importante, fortement pentée en direction du massif et puissante de plusieurs mètres. A l'Est, le toit du massif microgranitique est incliné de moins de 30° ; il est subconcordant avec la foliation des micaschistes. La coupe (fig. 57) donne une représentation schématique des relations du massif avec les schistes cristallins voisins.

caschistes (communication verbale de M. J. RICHARD). Enfin, la déformation d'ensemble de l'environnement par l'effet même de l'intrusion est indéniable, en particulier le relèvement axial de la synforme de Saint-Gal. En définitive, le massif de Pouzol-Servant est bien un laccolite, comme GARDE l'avait annoncé sans toutefois le démontrer complètement.

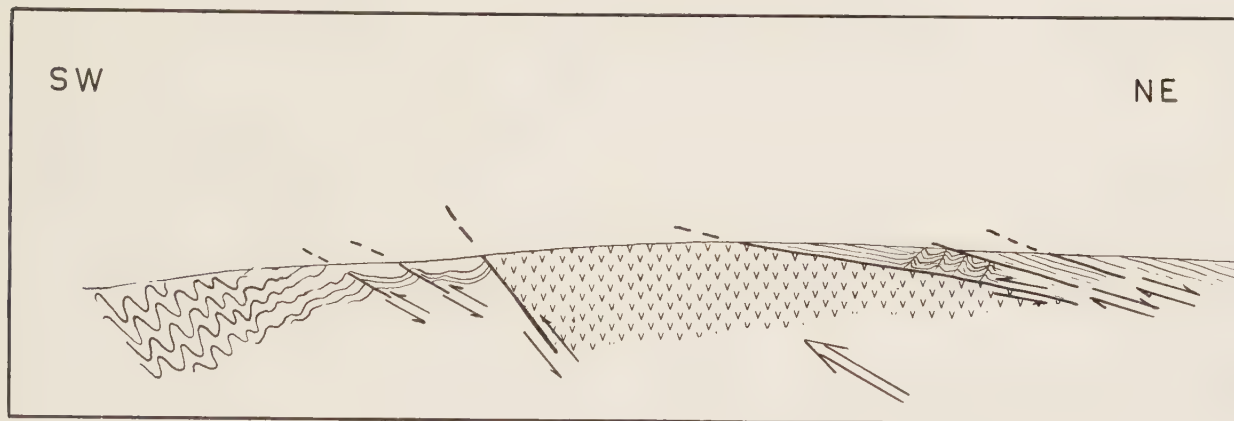


FIG. 57. — Coupe schématique transversale du massif de Pouzol-Servant, entre le Pont de Menat et la région de Chouvigny.

Le massif de Pouzol-Servant se présente donc comme un corps diapirique, monté d'Est en Ouest. Son indépendance à l'égard des formations voisines est confirmée à l'échelle cartographique, puisque le massif recoupe dans sa partie méridionale l'isograde gneiss à deux micas-micaschistes à deux micas. Cette masse microgranitique ne s'est donc pas insinuée « entre les feuillets de micaschistes » comme le croyait GARDE. Elle y est peut-être née, comme le montrent les considérations pétrographiques et pétrogénétiques exposées plus loin, mais ensuite elle a migré.

Le massif de Pouzol-Servant est-il un laccolite, c'est-à-dire un corps en forme de feuillet à base plate et toit arrondi au-dessus duquel les strates ont été courbées de façon concordante par l'intrusion (TURNER et VERHOOGEN, 1960, p. 66) ? La concordance approximative des schistes cristallins avoisinants avec le contour du massif de Pouzol-Servant est démontrée régionalement par la carte structurale et, dans le détail, par les observations exposées plus haut. Que cette masse microgranitique possède un mur, peu penté sinon horizontal, est démontré par l'affleurement (1) près de Nades, et surtout par le fait que le massif de Pouzol-Servant passe complètement inaperçu sur les cartes gravimétriques. Ce mur aurait d'ailleurs été observé, dans la région de Servant, lors du creusement d'un puits foncé au départ dans le microgranite et dont le fond aurait rencontré les mi-

2. Architecture interne

L'architecture interne du massif n'a pas été examinée de façon systématique. On en donnera seulement un aperçu, notamment par la description de la coupe de la vallée de la Sioule entre le Pont de Menat et Chouvigny.

Le massif de Pouzol-Servant a été successivement le siège d'une certaine organisation interne en rapport avec l'intrusion proprement dite, puis de l'intrusion des filons de diabase et d'une fracturation qui s'est traduite par l'apparition de failles, principalement Nord-Sud et de tout un réseau de lithoclasses, enfin de quelques intrusions basaltiques.

Le diagramme (fig. 58 a) indique l'orientation des lithoclasses dans le massif. Les 9/10 des mesures ont été effectuées le long de la vallée de la Sioule. Ce diagramme met en évidence une certaine rareté des lithoclasses de direction NW-SE. On peut en outre considérer comme joint de décompression toute une catégorie de lithoclasses subhorizontales. Il s'agit de plans selon lesquels la roche se délite en gros feuillets épais chacun de 10 à 20 centimètres. Le microgranite ne présente pas d'orientation particulière au voisinage de ces lithoclasses. Ce débit en feuillet ne s'observe pas partout : il alterne, par secteurs de quelques centaines de mètres au plus, avec des zones massives où les lithoclasses sont largement espacées et

plus ou moins verticales. Il est particulièrement remarquable en plusieurs endroits de la vallée de la Sioule, le long de la route, à 400 mètres environ



FIG. 58. — Massif microgranitique de Pouzol-Servant :
a : diagramme des lithoclastes canevas de Schmidt ;
b : diagramme de foliations des schistes cristallins.

en amont du tunnel et un peu en aval du premier coude de la Sioule après son entrée dans le massif. Dans les deux cas, ce délit stratoïde affecte une portion relativement proche des bordures (à 300-400 m du contact), mais sans que celles-ci soient elles-mêmes touchées.

Un autre aspect de l'architecture interne du massif de Pouzol-Servant est l'orientation des enclaves de schistes cristallins contenues dans le microgranite. Ces enclaves ont été repérées, chaque fois que cette opération était réalisable, le long de la coupe de la Sioule. Ces observations sont reportées figure 58 b. Elles montrent que, tout en présentant une certaine dispersion, la foliation des enclaves tend à se répartir en zone autour d'un axe subméri dien.

3. Pétrographie

La pétrographie du microgranite de Pouzol-Servant et de ses enclaves a été étudiée de façon extrêmement détaillée par DIDIER (1964). Selon cet auteur (J. DIDIER, 1964, p. 149), le microgranite de Pouzol-Servant est un microgranite subalcalin à monzonitique (fig. 59). Il contient deux sortes d'enclaves : des enclaves microgrenues ou finement grenues de microdiorites quartziques ou plus rarement de microgranodiorites et des enclaves de schistes cristallins.

Les premières témoignent « de la mise en place, un peu avant la venue du microgranite principal, de roches éruptives microgrenues que le microgranite aurait ensuite disloquées et, en partie, assimilées ». Les secondes, rubanées, ont subi une fusion anatectique qui serait responsable de l'apparition des lits clairs, aplitiques, tandis que les lits sombres consti-

tués par un mélange de micas et de minéraux alumineux auraient subi un phénomène de « désilication » (corindon, spinelle). Les associations minérales observées sont caractéristiques du faciès « cornéenne à pyroxène ». En outre, la présence générale de chlorite dans le microgranite et ses enclaves serait le signe « d'actions hydrothermales relativement précoces et liées génétiquement à la cristallisation du microgranite lui-même ».

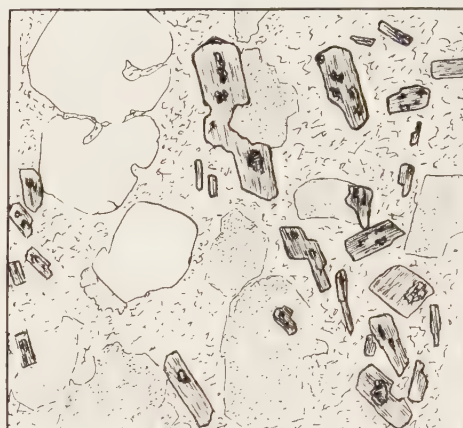


FIG. 59. — Le microgranite de Pouzol-Servant, $\times 8,53$.

La composition chimique du microgranite de Pouzol-Servant est indiquée par le tableau 2. Les analyses sont empruntées à DIDIER (1964, p. 142-145).

En bordure du massif, notamment à l'affleurement (3) cité plus haut, le microgranite prend un faciès particulier caractérisé par une moins grande abondance de phénocristaux et par l'acquisition d'une teinte rougeâtre par altération (J. DIDIER, 1964, p. 134). Il n'y a pas de transformation notable des micaschistes au contact, si ce n'est par l'apparition d'un peu de cordiérite et de tourmaline (J. DIDIER, id.).

Ces remarques se trouvent confirmées par les observations que l'on peut faire aux différents contacts connus à la périphérie du massif. Au point (4) en particulier, on observe la présence de tourmaline dans le microgranite, à 20 centimètres environ en deçà du contact. D'une manière générale, le microgranite que l'on observe à cet affleurement est relativement pauvre en quartz globulaire, mais ce minéral se trouve cependant jusqu'au contact lui-même. En plus, les 3 centimètres de roche situés immédiatement sous le contact ont une texture fluidale et les micas sont disposés à plat selon le plan de fluidalité.

TABLEAU 2.

Composition chimique du microgranite
de Pouzol-Servant.

	Ech. I	Ech. II	Ech. III
<i>Pourcentage en poids d'oxydes :</i>			
SiO ₂	65,80	64,05	60,80
Al ₂ O ₃	15,53	18,55	15,10
Fe ₂ O ₃	1,63	0,55	3,15
FeO	1,50	2,95	3,15
MgO	1,61	2,45	2,70
CaO	1,91	2,00	2,30
Na ₂ O	3,46	3,35	2,70
K ₂ O	4,43	3,95	5,15
TiO ₂	0,52	0,45	0,45
P ₂ O ₅	0,29	0,10	0,25
MnO	0,07	traces	0,05
H ₂ O ⁺	2,22	1,80	4,60
H ₂ O ⁻	0,55	0,40	0,05
<i>Pourcentage en cations :</i>			
Si	63,2	60,2	59,5
Al	17,5	20,4	17,4
Fe ^{III}	1,2	0,3	2,2
Fe ^{II}	1,2	2,3	2,5
Mg	2,3	3,5	3,9
Ca	2,0	2,0	2,4
Na	6,5	6,1	5,2
K	5,4	4,7	6,3
Ti	0,3	0,3	0,3
P	0,2	0,1	0,2
Mn	0,1	—	0,1
<i>Paramètres CIPW — Lacroix :</i>			
	I'4.2.3.	I(II). 4.2.3'	II.4.2.3.
<i>Paramètres de Niggli :</i>			
si.	295	253	232
al.	41	43	34
fm.	22	26	34
c.	9	9	9
alc.	28	23	23
<i>Paramètres de Jung et Brousse :</i>			
R	86	85	83
S	45	44	55

Provenance des échantillons :

Ech. I. Carrière abandonnée sur la R. N. 715, à 0,9 kilomètre du Pont de Menat, X = 641,1 ; Y = 123,2.

Ech. II. Carrière en exploitation sur la R. N. 715 (Chouvigny). X = 650,1 ; Y = 125,4.

Ech. III. Bord de la R. N. 715, X = 650,3 ; Y = 125,4.

A l'affleurement (7), on remarque que la tourmaline est présente dans la mylonite qui se trouve au contact même du microgranite. Comme en (4), le microgranite est grossièrement feuilleté au contact. Il convient enfin, pour compléter cet aperçu pétrographique, d'ajouter que l'on ne trouve jamais de pegmatite dans le massif de Pouzol-Servant. Bien qu'elle ait un caractère négatif, cette observation vaut d'être signalée. Elle contribue à donner sa physionomie particulière au massif de Pouzol-Servant.

4. Conclusions sur le massif de Pouzol-Servant

En résumé, le massif de Pouzol-Servant est constituée par un microgranite subalcalin qui s'est mis en place par un mouvement en masse, un peu à la façon d'un corps diapirique. Ce déplacement s'est effectué obliquement d'Est en Ouest. La forme du massif de Pouzol-Servant est vraisemblablement celle d'un laccolite, bien que l'on ne possède guère d'indication sur l'allure du mur de l'intrusion. Le massif est constitué par une masse très homogène de microgranite porphyrique qui renferme deux types d'enclaves : les unes sont des roches microgrenues, les autres des schistes cristallins. Ces dernières ont subi un métamorphisme de contact de faciès « cornéenne à pyroxène », alors que par un contraste remarquable, on n'observe peu ou pas de transformation dans les micaschistes de la périphérie du massif.

Ainsi, les observations à l'intérieur du massif semblent-elles contredire celles faites à son pourtour. L'observation des traces de mouvement au voisinage immédiat du massif apporte une explication. Il est vraisemblable que, lors de sa formation, le massif a dû développer dans les schistes encaissants un métamorphisme de contact comparable à celui subi par les enclaves. Mais au moment de sa montée diapirique, le granite s'est séparé de son auréole de contact. L'absence d'auréole de contact dans le gisement actuel montre que la montée du granite s'est produite alors que celui-ci était déjà assez froid.

L'examen des déformations mineures des enclaves apporte une précision, un peu hypothétique il est vrai, sur les conditions de genèse et de mise en place du massif. De nombreuses enclaves de schistes cristallins sont plissotées (L. DE LAUNAY, 1888, p. 1090 ; J. DIDIER 1964, p. 139) et le style « en chevron » des microplis rappelle le style observé par endroits à la périphérie du massif. La raison en est peut-être que

la proximité du massif microgranitique a rendu les roches du voisinage plus aptes à subir les déformations mineures, comme le suggèrent FOURMARIER (1959) et RUHLAND (1964, p. 37-38) dans d'autres cas. Le microplissement à chevrons et la tendance à la schistosité de fracture observée à la périphérie du massif seraient ainsi contemporains des premières phases de la genèse du granite, mais antérieurs cependant à l'avancée du front de granitisation. Les microplis à chevrons subsistent à l'état de reliques dans les enclaves.

VII. LE GRANITE DE SAINTE-CHRISTINE

Il s'agit d'un granite nettement orienté et riche en biotite (fig. 60), ce qui lui confère une certaine ressemblance avec le granite de Chantelle. Il limite au Sud la région étudiée. C'est un faciès de bordure dans le Nord du massif de Châteauneuf — Saint-Gervais, laminé par la dislocation de Saint-Pardoux — Sainte-Christine.



FIG. 60. — Granite de Sainte-Christine (bordure nord. laminée, du massif de Châteauneuf-Saint-Gervais), $\times 9,1$.

VIII. LE MASSIF DE CHAMPS-VALMORT

Les affleurements de la série cristallophyllienne de la Sioule sont limités au Sud-Est par de vastes étendues granitiques où l'on retrouve des panneaux plus ou moins importants de schistes cristallins. Ces étendues granitiques paraissent se rattacher en partie au grand massif de granite carbonifère d'Auvergne, esquissé autrefois par JUNG (1946, p. 30) et à l'inté-

rieur duquel LAPADU-HARGUES (1957) a plus récemment individualisé le massif granitique de Saint-Dier. Dans la région étudiée, elles viennent en prolonger le contour au Nord-Ouest.

Sur la 1^{re} édition de la feuille Gannat au 1/80 000, DE LAUNAY a figuré dans cette région, d'une part un granite (γ), d'autre part des granites à muscovite (γ^1) qui forment deux petits massifs, l'un près de l'Anglare, l'autre au Sud-Ouest de Bègues. De façon tout à fait injustifiée, GARDE a supprimé par la suite ces deux massifs sur la 2^e édition.

En fait, il existe dans la région un granite à biotite qui représente le faciès le plus répandu. A l'intérieur de ce massif de granite à biotite se trouve un granite relativement leucocrate qui forme des ensembles de dimensions cartographiables. Le granite à biotite se présente sous deux faciès, l'un porphyroïde, l'autre non porphyroïde. Un lever de détail serait nécessaire pour connaître leur répartition à l'intérieur du massif de Champs.

Sous son faciès porphyroïde, le granite à biotite a été signalé sous le nom de granite de Valmort par HUU-NGHIEP et GAGNY (1958). On le retrouve en de nombreux endroits de la région. On désignera sous le nom de granite de Champs-Valmort, l'ensemble des granites à biotite de cette région.

1. Le granite de Champs-Valmort

L'association de deux types de granites, porphyroïde et non porphyroïde, a déjà été notée dans la région de Combronde-Volvic, voisine au Sud-Est de celle étudiée ici : « sur le terrain le granite porphyroïde et le granite à biotite passent donc en continuité et nous pouvons affirmer qu'il s'agit de deux faciès d'un même granite » écrit BAY (1957, p. 12). Ces observations sont valables également pour le massif de Champs. Les types pétrographiques sont par ailleurs tout à fait comparables. Il semble donc bien que le granite de Champs-Valmort représente l'extrémité nord-ouest du massif de Saint-Dier (P. LAPADU-HARGUES, 1957), mais avec une tendance porphyroïde un peu plus marquée.

2. Le granite à tourmaline de l'Anglare

Le granite de l'Anglare affleure dans de bonnes conditions dans plusieurs carrières situées près de l'Anglare, au Nord de Gannat. Il renferme des nodules très riches en tourmaline.

a) Le granite proprement dit est relativement leucocrate, légèrement rosé et à grain moyen. La tex-

ture est équante. La structure est submonzonitique, à plagioclases automorphes. Les minéraux sont : quartz xénomorphe à extinction onduleuse, microcline moiré, très largement poecilitique et englobant éventuellement n'importe lequel des autres minéraux de la roche, oligoclase 10 % An automorphe, légèrement séricitisé et zoné associé à de la myrmékitite, biotite en inclusions et auréoles pléochroïques, muscovite typiquement dentelliforme, chlorite, apatite, zircon.

b) Les nodules à tourmaline sont des objets de taille assez variée allant de 3 à 15 centimètres de diamètre environ (fig. XIV, hors texte). Ils sont de forme grossièrement sphérique et ne sont jamais jointifs dans la roche. Leur fréquence n'est jamais très grande, de l'ordre de 5 nodules par mètre cube, mais on n'a pas fait de statistique précise à ce sujet. Ils possèdent une structure zonée caractéristique.

La zone externe, en contact avec le granite *sensu stricto* est constituée par du quartz à extinction onduleuse, du microcline xénomorphe, un plagioclase zoné et de la muscovite. Tous ces minéraux, sauf le dernier, sont saupoudrés d'une poussière noire qui représente peut-être du fer arrêté au cours de sa migration.

La zone intermédiaire, de teinte gris verdâtre est caractérisée par l'apparition de la tourmaline, bleue à la périphérie, brune vers le centre et par la disparition de la muscovite. La zone interne, qui occupe d'ailleurs en volume approximativement les 4/5 du nodule, est constituée principalement de quartz, plagioclase, tourmaline brune. Le microcline tend à disparaître. Les micas sont absents. La structure est ici en jeu de patience. A cette disposition en zones concentriques s'ajoute une orientation grossièrement radiale des cristaux de tourmaline, comme on peut l'observer sur des sections diamétrales des nodules.

Le tableau 3 donne la composition chimique respective du granite et des nodules à tourmaline. Il convient de l'interpréter avec prudence puisque le bore et le lithium, éléments présents dans la tourmaline, n'ont pas été dosés. Lorsque l'on passe du granite au nodule, on constate une légère augmentation de l'aluminium, une légère augmentation du magnésium, une diminution des alcalins. Ceci est en accord avec la disparition des micas.

En outre, la présence même de la tourmaline dans les nodules, alors qu'elle est absente du granite, sa répartition en tourmaline bleue (elbaïte) et tourmaline noire (schorlite) celle-ci étant vers le centre, montre qu'il s'y ajoute les variations suivantes, toujours de la périphérie vers le centre : augmentation soudaine du bore et du lithium, ce qui rend compte de l'existence du nodule, augmentation du fer et diminution du lithium en allant vers le centre du nodule, ce qui rend compte de sa zonation.

Cette étude qualitative est évidemment insuffisante pour expliquer complètement la genèse du granite de l'Anglare et de ses nodules à tourmaline. A l'exemple d'autres roches orbiculaires (J. GROlier, 1961 a), le granite de l'Anglare doit peut-être sa structure à des échanges ioniques à double sens. En ce cas, il s'agirait d'une migration d'ions Al, Mg, B, Li du granite vers le nodule, et d'une migration d'ions K en sens inverse, c'est-à-dire du nodule vers le granite.

Ainsi, la muscovitisation et la tourmalinisation seraient probablement deux phénomènes liés et simultanés. Mais quelle était alors la roche initiale ? Peut-être le banal granite à biotite si largement répandu dans le massif de Champs.

TABEAU 3.

Composition chimique du granite de l'Anglare.

	Nodule à tourmaline	Granite de l'Anglare
<i>Pourcentage en poids d'oxyde :</i>		
SiO ₂	71,10	68,35
Al ₂ O ₃	15,65	21,50
Fe ₂ O ₃	0,75	1,00
FeO	0,75	0,30
MgO	1,45	2,55
CaO	0,85	0,60
Na ₂ O	3,75	2,10
K ₂ O	4,25	1,25
TiO ₂	0,40	0,20
P ₂ O ₅	0,60	0,40
MnO	traces	traces
H ₂ O ⁺	0,80	0,65
H ₂ O ⁻	0,25	0,10
TOTAL	103,30	99,00
<i>Pourcentage en cations :</i>		
Si	66,1	64,8
Al	17,2	24,0
Fe ^{III}	0,6	0,7
Fe ^{II}	0,6	0,2
Mg	2,0	3,6
Ca	0,9	0,6
Na	6,8	3,9
K	5,1	1,6
Ti	0,3	0,2
P	0,4	0,3
Mn	—	—
<i>Paramètres CIPW — La-croix.</i>	I'4.1.3'.	I'(2)3.(1)2.4.
<i>Paramètres de Niggli :</i>		
si	356	325
al	46	60
fm	17	22
c	4	3
alk.	32	14
<i>Paramètres de Jung et Brousse :</i>		
R	93	90
S	43	29

3. Métamorphisme au contact du granite de Champs

On observe généralement un certain nombre de transformations minérales dans les roches qui se trouvent au voisinage du granite de Champs. C'est ainsi que les micaschistes de Chassignat, au Nord-Ouest de Mazerier, prennent un faciès particulier aux abords du granite. La texture devient plus compacte. L'examen microscopique montre que ceci est dû à l'existence d'un fond sériciteux à disposition équante qui semble dériver de l'altération d'anciennes cordiérites que l'on reconnaît à leurs contours hexagonaux (fig. 61). Sur ce fond sériciteux se détachent de la



Fig. 61. — Cornéenne à cordiérite et biotite, Chassignat (horst de Jenzat), $\times 9,1$.

muscovite, parfois en gerbes, de la biotite largement chloritisée, en cristaux trapus bordés d'une pigmentation noire, de gros cristaux de rutile, de la biotite de recrystallisation. On observe en outre un peu de quartz, des amas chloriteux cryptocristallins, des zircons isolés, de l'apatite. En définitive, la composition minérale observée résulte de la superposition de paragenèses minérales successives. Au contact du granite de Champs, le micaschiste initial, à deux micas, s'est trouvé modifié d'abord par l'apparition de cordiérite et de cristaux de rutile, puis, lors d'une phase terminale, par la chloritisation partielle des biotites et par la séricitisation des feldspaths et de la cordiérite. La présence probable de cordiérite indique que la roche a été soumise aux conditions du faciès de métamorphisme « cornéenne à hornblende ».

Des phénomènes analogues de chloritisation et de séricitisation s'observent dans les gneiss qui se trouvent à l'Ouest de Bègues. Mais c'est plus au Sud, dans les schistes de la formation de Chiroux, que se manifestent les phénomènes de métamorphisme de contact les plus spectaculaires. Là, les schistes sédimentaires, plus récents que les schistes cristallins de la série

cristallophyllienne de la Sioule, n'avaient pas subi au préalable de métamorphisme régional. Ils se sont transformés en cornéennes à andalousite. En revanche, les panneaux de migmatites enclavés dans le massif de Champs n'ont pas subi de modification que l'on puisse attribuer avec certitude au métamorphisme de contact.

IX. CONCLUSIONS A L'ÉTUDE DES GRANITES

Au terme de cet examen de quelques granites de l'Auvergne septentrionale et du Bourbonnais, on peut formuler le souhait de comparer ces granites à certains types classiques et de les faire entrer dans quelques divisions familières. D'avance, c'est courir un risque, car pour l'instant il n'existe pas de classification géologique des granites qui soit pleinement satisfaisante. La chose vaut pourtant d'être tentée, autant pour faire apparaître d'éventuelles singularités régionales, que pour contribuer à la solution de ce problème général.

Voici comment se présente la question, à l'heure actuelle, pour quelques géologues français. Considérant les rapports du granite et de l'orogénie, RAGUIN (1946, 1947) distingue les granites d'anatexie, liés aux migmatites, des granites syncinématiques, de forme généralement stratoïde, des granites post-tectoniques ou tardi-tectoniques, « postérieurs de peu aux plissements » et des granites atectoniques. Cette classification est suivie également par JUNG et ROQUES (1952, p. 47) qui distinguent les granites d'anatexie des granites syncinématiques et des granites intrusifs.

Mais PAVILLON et ROUTHIER (1962, p. 895) pour leur part, estiment qu'il faut proscrire cette classification parce qu'elle implique des notions à la fois descriptives et génétiques. Ils s'efforcent d'esquisser « quelques traits d'une typologie de certains massifs granitiques français en tenant compte essentiellement de la disposition architecturale des faciès macroscopiques aisément cartographiables » et distinguent les types suivants :

- massifs de granites porphyroïdes associés à des granites non porphyroïdes à grain moyen, les premiers ceinturant souvent les seconds ;

- massifs de granites porphyroïdes sur de grandes étendues avec des corps de granite à grain fin ;

- massifs de granites à gros grain, non porphyroïdes ;

- massifs montrant des faciès variés non disposés d'une manière régulière.

LAPADU-HARGUES, de son côté, a tenté une synthèse provisoire du difficile problème du classement des granites, dans son Essai sur une classification génétique des massifs granitiques (P. LAPADU-HARGUES, 1957). Il distingue :

— les granites fondamentaux « à la base d'une série cristallophyllienne » (ex. : granite du Velay) ;

— les granites extravasés ou sub-autochtones, qui donnent « l'impression d'avoir... débordé et migré légèrement » sur leurs bordures (ex. : granite de Guéret) ;

— les granites tardi-migmatiques qui forment des amas isolés de taille variable en association avec des migmatites (ex. : granite de Cornil) ;

— les granites intrusifs qui « paraissent étrangers à la série dans laquelle ils se trouvent ». Selon la nature de leur bordure, ils se répartissent en :

a) granites intrusifs à bordures diffuses, le long desquelles le granite est souvent orienté (ex. granite de Tournon) ;

b) granites intrusifs à bords francs (ex. : granite de la Margeride).

Enfin, le même auteur vient de donner une étude sur « Les phyllosilicates dans les granites et leur signification » (P. LAPADU-HARGUES, 1964) dans laquelle il distingue :

— les granites à teneur en eau assez notable, ce sont les granites à phyllites :

a) à composition calco-alkaline moyenne : biotite ;

b) à composition appauvrie en chaux : chlorite ou muscovite ;

— les granites « secs » à minéraux ferromagnésiens non phylliteux :

a) à composition calco-alkaline moyenne : hypersthène ;

b) à composition enrichie en alcalins : ægyrine ;

c) à composition appauvrie en chaux : cordiérite.

Cet aperçu bibliographique montre la difficulté d'établir une classification des granites. Une classification unique est d'ailleurs peut-être irréalisable et c'est plutôt un ensemble de classifications parallèles qui apparaîtra le plus pratique à l'usage, de la même façon qu'il est impossible, dans un autre domaine, d'envisager les plis dans une classification dichotomique unique.

Le tableau 4 rassemble les caractéristiques principales des différents massifs de la région étudiée. Il met en évidence une variété de massifs déjà considérable pour une si petite région. La classification de RAGUIN-JUNG et ROQUES ne suffit pas à en rendre compte complètement. En effet, les granites de type l'Arfeuille sont stratoïdes, mais non syncinématiques ; un massif comme celui de Tréban, que l'on peut considérer comme d'anatexie, n'est pas sans rapport avec les mouvements tectoniques ; le granite d'Echassières n'est pas mécaniquement intrusif, mais il est circonscrit et son contexte structural si remarquable en fait à coup sûr un granite dont l'origine est liée à la tectonique régionale.

De plus, la typologie esquissée par PAVILLON et ROUTHIER ne s'applique guère aux massifs étudiés ici. Par exemple, dans le massif de Champs, la répartition des faciès porphyroïdes et des faciès non porphyroïdes paraît incohérente.

Enfin, l'emploi de la classification génétique de LAPADU-HARGUES soulève certains problèmes. Signalons tout d'abord qu'il ne semble pas exister ici de granite fondamental. En outre, si le petit massif de Vernusse forme bien un amas associé aux migmatites, de sorte que l'on pourrait le rattacher au groupe des granites « tardi-migmatiques », il n'y a pourtant pas de raison péremptoire de penser qu'il soit tardif par rapport aux migmatites qui l'entourent. Il doit en effet son existence à une toute autre circonstance — sa position à la charnière de l'antiforme de Vernusse — et peut fort bien par conséquent être contemporain de la migmatisation. Quant au groupe des granites intrusifs, il semble par trop compréhensif : il y a peu de caractères communs aux massifs d'Echassières, de Pouzol-Servant et de Champs, « intrusifs » pourtant tous les trois.

Vis-à-vis de toutes ces classifications, la région étudiée dans le présent mémoire présente ainsi de nombreux cas particuliers. On conçoit donc qu'il serait préférable, plutôt que d'inclure à toute force ces différents massifs granitiques dans l'une ou l'autre des classifications existantes, de chercher à dégager quelle est la hiérarchie naturelle de leurs caractères propres. Mais s'il est aisé de donner une liste des caractères à prendre en considération (forme, dimensions, pétrographie, nature des contacts, traces de mouvements aux bordures, etc.), déterminer quels sont les plus importants au point de vue systématique ne peut être, par contre, que l'aboutissement d'une enquête beaucoup plus vaste. On ne saurait choisir actuellement les critères fournissant ses entrées principales à une classification géologique des granites.

TABLEAU 4. — Principales caractéristiques des différents massifs.

Massif de :	Forme.	Dimensions et allure cartographique de la région étudiée.	Contexte structural.	Homogénéité interne et types pétrographiques.	Bordure (diffuse, franche...)	Traces de mouvement.	Métamorphisme de contact.	Présence et nature des enclaves.	Filons associés.	Minéralisations.
Tréban.	Batholite.	Contour méridional largement lobé. Limité à l'Ouest par le Sillon houiller, c'est une portion d'un massif initialement beaucoup plus vaste.	Granite délimitant au Nord la zone d'affleurement de la série cristallophyllienne de la Sioule.	Hétérogène : Granite à biotite et cordiérite. Granite à biotite. Faciès dioritiques d'endomorphisme	Diffuse (?).	Sans mouvement.	(Auréole à cordiérite.)	Diorite.	Granites type l'Arfeuille. Rares microgranites.	Sb
Chantelle.	Laccolite (?).	7 km × 3 km. Grossièrement elliptique.	Granite de la zone des gneiss à biotite et sillimanite.	Homogène : granodiorite.	Franche.	Laminage d'ensemble	Néant.	Gneiss.	Néant.	Néant.
L'Arfeuille.	Nombreux petits massifs stratoïdes.	Contours « filoniens », 100 m × 10 m.	Principalement au flanc Nord-Ouest de l'antiforme de Vernusse et probablement résiduel dans le massif de Tréban.	Homogène.	Franche.	Sans mouvement.	Néant.	Sans (?).	Néant.	Néant.
Vernusse.	Batholite.	Elliptique. 3,2 km × 1,6 km.	Charnière de l'antiforme de Vernusse.	Relativement homogène : granite et granite migmatique.	Diffuse.	Néant.	Néant.	Migmatitiques.	Néant.	Néant.
Échassières.	Bosse (stock).	A peu près circulaire, 3 km × 2,5 km.	Charnière de l'antiforme de La Bosse.	Hétérogène : granite à deux micas. Accessoirement, granite aplitique leucocrate et microgranite.	Franche	Sans mouvement.	Oui, mais sans cornéenne.	Schistes cristallins.	Pegmatites, aplites.	W. Sn, Li Be
Pouzol-Servant.	Laccolite.	« En haltère » 10 km en long, 5 km à 1,2 km en large.	Intrusion.	Très homogène : microgranite à chlorite.	Franche.	Avec mouvement.	Très faible (« front de tourmaline », mais ni andalousite, ni cornéennes).	Microgrenues et schistes cristallins.	Diabase. Absence remarquable de pegmatite.	Sb
Château-neuf - Saint-Gervais.	Batholite.	Bordure nord subrectiligne.	Limite au Sud-Ouest la série de la Sioule.	Granite à biotite et cordiérite.	Diffuse.	Bordure nord laminée (dislocation de Saint-Pardoux).	Néant.	Panneaux de migmatites.	Aplites.	Pb
Champs	Batholite.	Partie du grand massif granitique carbonifère d'Auvergne.	Limite au Sud-Est la série de la Sioule.	Granite porphyroïde à biotite. Granite non porphyroïde à biotite. Granite à deux micas et nodules à tourmaline. Panneaux enclavés de migmatites.	Franche.	Sans mouvement.	Oui.	Microgrenues.	Néant.	Pb, Ba

Chapitre V

Le socle : dykes et filons

I. LES MICROGRANITES

1. Différents types pétrographiques

Les microgranites et granophyres sont extrêmement répandus dans la partie Sud de la région étudiée. Ils n'ont pas fait l'objet d'une étude pétrographique dans le présent travail, axé sur la série cristallophyllienne. Au premier abord, on peut néanmoins distinguer les types suivants :

- porphyres quartzifères à pinité ;
- porphyres quartzifères sans pinité ;
- granophyre tacheté à grenat (type assez rare, rencontré seulement dans la région du Poux, près de Saint-Quintin, fig. 62).

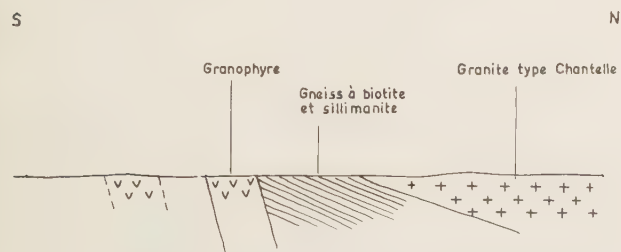


FIG. 62. — Gisement du filon de granophyre tacheté du Poux, près de Saint-Quintin, d'après les affleurements situés au Nord du hameau.

Du point de vue tectonique on peut distinguer, d'une part des filons concordants ou subconcordants et, d'autre part des filons qui recoupent les terrains encaissants. Les directions sont variées : N.NE-S.SW et W.NW-E.SE principalement, mais la corrélation reste à faire entre les différents types pétrographiques et la fréquence de leurs directions. Les filons à pinité seraient généralement orientés N 30° E, selon HUU-NGHIEP et GAGNY (1958, p. 22).

Lors du lever géologique, j'ai tenu compte des observations antérieures, notamment celles de GARDE qui s'était beaucoup intéressé à ces roches. Malgré cela j'ai pu trouver un certain nombre de gîtes nouveaux. Il ne fait pas de doute qu'il doit en rester d'autres à découvrir. Il suffira pour cela de resserrer l'échelle des levés.

Fréquemment, on observe des traces de déplacement au contact du dyke et une mylonite de quelques centimètres ou même moins est souvent présente. Mais on trouve aussi quelquefois le micaschiste directement en contact avec le porphyre. C'est le cas par exemple au toit du filon-couche du Dejay, qui appartient à la synforme de Saint-Gal et qui est bien visible en rive droite du ruisseau des Machelons, le long de la petite route qui le traverse. Ce filon est probablement le prolongement de celui de Rodès près de Chouvigny. La roche située immédiatement au toit du filon du Dejay est un gneiss composé de quartz, plagioclase, biotite, muscovite, sillimanite, grenat rare et en agrégats hélicitiques avec de la sillimanite et de

la biotite, zircon. La biotite tend à prendre une disposition un peu désordonnée. On y trouve également de la tourmaline, rassemblée en petites gerbes peu vert à incolore à fort pléochroïsme.

Le porphyre sous-jacent est composé d'une pâte très fine, difficilement analysable même aux plus forts grossissements, isogranulaire, et qui paraît composée de quartz et de séricite. Les phénocristaux sont nombreux : plagioclases subautomorphes à contours arrondis, quartz ronds et à golfes de corrosion, orthose, biotite plus petite et abondante, généralement un peu chloritisée.

En ce qui concerne les autres filons, on indiquera seulement que les granophyres du Poux et des Chiens (filon est traversant la route Gannat - Ebreuil) ont une pâte très riche en micropegmatite et que celui du Poux renferme un peu de fluorine visible seulement en lame mince. Le filon du Poux, de direction Nord-Sud, est en outre tronçonné par des petites failles Est-Ouest en échelon qui décalent les compartiments Nord de 1 à 2 mètres vers l'Ouest.

Il faut rappeler, d'autre part, les principaux résultats obtenus par AMEIL (1963) dans son étude des microgranites de la région de Manzat. La région de Manzat est située immédiatement au Sud de celle décrite dans le présent mémoire et les porphyres et microgranites des deux régions appartiennent à un même champ. AMEIL (1963, p. 78-80) classe ces roches comme suit :

- microgranites à deux micas :
 - microgranites à cordiérite ;
 - microgranites sans cordiérite ;
- microgranites à biotite seule : la micropegmatite y est fréquente.

Les microgranites à deux micas sont alcalins, holo-leucocrates ; les microgranites à biotite seule, calco-alcalins, leucocrates. Ces derniers sont chimiquement proches des tufs anthracifères et aussi du microgranite de Pouzol-Servant.

2. Métamorphisme de contact

La description du gneiss qui se trouve au contact du filon du Dejay montre qu'il n'y a pas de métamorphisme de contact bien marqué. Tout au plus peut-on voir une relation de cause à effet entre la présence du porphyre et l'existence de gerbes microscopiques de tourmaline dans le gneiss voisin.

La présence de la tourmaline au contact et au voisinage du contact rappelle d'ailleurs des observations analogues faites au contact du microgranite de Pou-

zol-Servant. Dans les deux cas, il semble que la bordure du microgranite ou du porphyre coïncide approximativement avec une zone à tourmaline abondante. Ceci ne signifie pas nécessairement que la tourmaline soit le produit d'un apport plutonique, bien au contraire, puisque la tourmaline est un constituant assez banal, quoique peu abondant, des schistes cristallins. Une meilleure explication paraît être que le microgranite, peu apte, pour des raisons thermodynamiques, à « digérer » la tourmaline, la refoule au fur et à mesure de l'assimilation des schistes cristallins.

Il y a par contre une localité au moins où le métamorphisme se présente en relation fort probable avec le voisinage de certains filons de microgranite. Près de Villemorie, sur la route de Charbonnières-les-Vieilles, on a pu prélever, au contact d'un filon de microgranite, un échantillon de tufs viséens schisteux qui présente des cristaux d'orthose de plusieurs centimètres. Il s'agit d'une cornéenne qui sera décrite au chapitre suivant.

II. LES LAMPROPHYRES

On rencontre quelques filons de lamprophyres dans la région étudiée. Voici la liste des points où l'on peut les observer :

- sur la feuille Gannat au 1/50 000 :
 - à 250 mètres au Sud des Raduriers (près de Saint-Bonnet-de-Rochefort), dans le chemin qui descend vers la Sioule : direction N 126° E ;
 - sur la rive gauche de la Sioule, à peu près en face de la carrière de Neuviel, en cailloux épars ;
 - au carrefour de la route d'Ebreuil à Saint-Agoulin et du chemin de Château Jaloux à Lamotte : lamprophyre très altéré, à structure perlitique ;
- sur la feuille Aigueperse au 1/50 000 :
 - à 400 mètres au Sud-Ouest du village de Matas ; direction Nord-Est ;
 - à 600 mètres de Montepidon, dans le chemin qui mène à Fénérol ;
 - sur la route de Saint-Pardoux à Montepidon à 400 mètres au Nord de Montepidon : direction Nord-Est ;
 - à Montepidon même : direction Nord-Est.

Tous ces affleurements se répartissent à la périphérie du massif de Champs. Par conséquent, ils sont probablement liés génétiquement aux granites de ce massif.

Dans un tout autre secteur géographique, il faut signaler enfin les lamprophyres satellites du massif granitique d'Echassières. Un filon affleure à 1 200 mètres au Sud du carrefour de La Bosse, sur le chemin qui va du ruisseau de La Bosse à Nades. Un autre filon a été signalé dans la carrière de l'Eperon par CANTAGREL (1963, p. 70).

III. LES DIABASES

Plusieurs dykes de diabase recoupent le massif de Pouzol-Servant : le dyke de Chatelus, parallèle à la bordure ouest du massif, non loin du Pont de Menat, le dyke de la carrière qui se trouve 400 mètres à l'Ouest de Chouvigny et un troisième dyke situé plus à l'Ouest et dégagé récemment lors de la rectification d'un virage de la route. En outre, un dyke situé en avant du contact du massif recoupe les micaschistes, près des Machelons (entre Pouzol et Chouvigny). Du fait de leur situation en bordure du massif, soit en deçà soit au-delà du contact, tous ces dykes paraissent liés génétiquement au microgranite de Pouzol-Servant.

Le tableau 5 indique la composition chimique de deux de ces diabases, l'une située dans le massif (Chatelus), l'autre hors du massif (les Machelons). On remarque que la roche de Chatelus est un peu plus alumineuse et sodique que celle des Machelons ; elle est par contre moins calcique et moins magnésienne.

La diabase de la carrière de microgranite à l'Ouest de Chouvigny présente les caractères suivants. La structure est ophitique, avec une tendance des lattes de plagioclases à se disposer en gerbes. Les plagioclases ont une extinction systématiquement onduleuse, ce qui gêne considérablement la détermination. Selon DUBOSCLARD (1954), il s'agirait de labrador. Les autres minéraux sont des chlorites en grandes lamelles peu épaisses qui dérivent vraisemblablement d'anciennes biotites, de l'augite en grande partie épigénisée en calcite, du rutile abondant en petits granules, un peu de quartz généralement interstitiel, parfois sphérolitique, de la magnétite.

IV. LES BASALTES

Trois pointements basaltiques se trouvent dans la région. Celui de Vendoges (2 km au Sud de Menat) est connu depuis les travaux de DE LAUNAY (f. GANNAT au 1/80 000, 1^{re} éd.) ; celui des Goujats (2 km au S.SW

TABLEAU 5. — Composition chimique des diabases.

	Pont de Menat.	Les Machelons.
<i>Pourcentage en poids d'oxydes :</i>		
SiO ₂	52,65	52,10
Al ₂ O ₃	15,95	13,80
Fe ₂ O ₃	2,05	2,45
FeO	5,20	4,15
MgO	7,30	8,90
CaO	3,70	5,80
Na ₂ O	3,00	1,60
K ₂ O	3,25	3,05
TiO ₂	0,65	1,00
P ₂ O ₅	0,30	0,15
MnO	0,10	0,10
H ₂ O ⁺	4,60	5,80
H ₂ O ⁻	1,25	0,70
TOTAL	100,00	99,60
<i>Pourcentage en cations :</i>		
Si	51,5	51,4
Al	18,2	15,9
Fe ⁺⁺⁺	1,5	1,9
Fe ⁺⁺	4,2	3,4
Ca	3,8	6,2
Na	5,6	3,1
K	4,1	3,9
Mg	10,7	13,2
Ti	0,5	0,8
P	0,2	0,1
Mn	0,1	0,1
Paramètres CIPW — La-croix	II' 5.'3.3'	(II) III.3.3'.3.
<i>Paramètres de Niggli :</i>		
si	148	142
al	26	22
fm	48	51
c	11	17
alk	14	10
<i>Paramètres de Jung et Brousse :</i>		
R	72	53
S	42	56

de Lalizolle) dans le massif de Pouzol-Servant figure sur la feuille Gannat au 1/80 000, 2^e édition, par GARDE; le troisième a été découvert récemment par le Commissariat à l'Energie Atomique (C. E. A.), 1200 mètres à l'Ouest du basalte des Goujats, non loin du hameau de Chamberon.

Aux Goujats et à Chamberon, la roche en place n'est pas suffisamment dégagée pour qu'il soit possible de se rendre compte de la forme de l'appareil volcanique, mais à Vendoges on a incontestablement affaire à un dyke orienté N.E.-S.W; cette direction est précisément celle qui va de Vendoges à la région Chamberon-les Goujats; c'est là une coïncidence qui n'est probablement pas fortuite.

Du point de vue pétrographique, les roches des trois localités sont très voisines. Leur aspect macroscopique est celui d'un basalte renfermant quelques grands cristaux d'augite et d'ilménite. Les enclaves, difficilement reconnaissables (granite ?) sont très nombreuses. L'examen microscopique montre que les basaltes de Chamberon, des Goujats et de Vendoges possèdent une grande parenté. La composition minérale, constante, est caractérisée par une grande abondance d'augite, de plagioclases et de minéraux opaques. Le basalte des Goujats renferme, en outre, des cristaux isolés d'olivine. D'un gisement à l'autre, on observe quelques nuances de structure : la taille des microlites (plagioclases, augite) est plus ou moins grande, aux Goujats le basalte présente une orientation fluidale marquée. En fait, ces différences ne dépendent peut-être que de la localisation des échantillons par rapport aux épontes du dyke.

Sur le fond microlitique se détachent un certain nombre de cristaux de plus grande taille et des xénolites. Les grands cristaux sont généralement de l'augite, de l'ilménite et quelquefois du péridot. Les xénolites sont vraisemblablement d'anciens morceaux de granite mais, très transformés ils sont méconnaissables. A Vendoges, on a observé dans un de ces xénolites de l'orthose englobant des plagioclases, avec des figures bourgeonnantes du genre myrmékite et un peu de quartz. Une bordure fibroradiée feldspathique sépare l'enclave du basalte proprement dit. Aux Goujats, une enclave possède une allure très différente : de grands plagioclases automorphes et zonés maclés Carlsbad sont séparés par une mésostase plagioclasique à structure très finement doléritique. On observe en outre d'anciennes biotites épigénisées en produits opaques et un peu de quartz.

La parenté des basaltes provenant des trois gisements est confirmée par les compositions chimiques pratiquement identiques (tableau 6). Par leurs paramètres R et S et leur pourcentage en Si, ces trois basaltes s'inscrivent parfaitement, sur le diagramme donné pour la chaîne des Puys par JUNG et BROUSSE (1958), à la limite des domaines des trachy-basaltes

et des trachy-andésites. Ils appartiennent ainsi, comme on pouvait s'y attendre, aux « associations potassiques faibles » classiques dans le volcanisme de l'Auvergne.

TABLEAU 6. — Composition chimique des basaltes de la région étudiée.

	Chamberon.	Les Goujats.	Vendoges.
<i>Pourcentage en poids d'oxydes :</i>			
SiO ₂	47,35	48,90	46,85
Al ₂ O ₃	13,15	12,70	10,75
Fe ₂ O ₃	4,25	5,15	6,30
FeO	7,10	6,80	6,05
MgO	9,30	9,25	7,80
CaO	9,10	8,60	10,30
Na ₂ O	3,25	3,15	3,35
K ₂ O	1,40	1,45	1,65
TiO ₂	2,40	2,20	2,40
P ₂ O ₅	0,80	0,40	1,20
MnO	0,20	0,15	0,20
H ₂ O ⁺	0,70	1,50	1,70
H ₂ O ⁻	0,50	0,50	0,70
TOTAL	99,50	100,75	99,25
<i>Pourcentage en cations :</i>			
Si	44,4	45,8	45,2
Al	14,5	14,0	12,2
Fe ^{III}	3,0	3,7	4,5
Fe ^{II}	5,6	5,3	4,9
Mg	9,2	8,7	10,6
Ca	5,9	5,7	6,2
Na	1,7	1,8	2,1
K	13,1	12,9	11,5
Ti	1,7	1,6	1,7
P	0,7	0,3	0,9
Mn	0,2	0,1	0,2
Paramètres CIPW — La-croix	III.5.3.4.	III.5.3.4.	III.5.2'.4.
<i>Paramètres de Niggli :</i>			
si.	105	110	108
al.	17	17	15
fm.	52	53	50
c.	22	21	25
alk.	9	9	10
<i>Paramètres de Jung et Brousse :</i>			
R	42	46	44
S	22	24	25

V. LES FILONS DE QUARTZ ET LES MINÉRALISATIONS

Les filons de quartz, minéralisés ou non, sont très nombreux dans toute la région. On peut les répartir en différents districts géographiques et géologiques.

Sur la feuille Montmarault :

1. Les filons de quartz à stibine, au Nord-Est de Tréban : orientation NW-SE ;

2. Les filons de quartz au voisinage de la Limagne (filons de Meillard, Verneuil, Fleuriel) généralement stériles, mais la feuille Moulins au 1/80 000, 2^e édition signale de la barytine associée au quartz à Verneuil : orientation NE-SW ;

Sur les feuilles Gannat et Aigueperse :

1. Les filons de quartz à barytine au voisinage du Sillon houiller, au Nord-Est de Lapeyrouse : direction NE-SW. Il faut rapprocher de cette observation déjà ancienne (L. DE LAUNAY, f. GANNAT, 1^{re} éd.) l'existence d'un bloc de barytine trouvé en volante beaucoup plus au Nord, mais non loin du Sillon houiller, à la ferme de Banoire, au Sud-Est du Montet ;

2. Le champ filonien de l'antiforme de La Bosse : filons à wolfram (district d'Echassières - les Montmins), un filon à cuivre et étain (les Chaillats), un filon à stibine (Nades) et de nombreux filons stériles. La direction générale est N.NE-S.SW, mais le filon de Nades est cependant N.NW-S.SE. L'ensemble des minéralisations et des filons de ce secteur a été soigneusement étudié par CANTAGREL (1963) et DE ROSEN (1965) ;

3. Le district des filons de quartz minéralisés en stibine, qui englobe approximativement le massif de Pouzol-Servant et dont fait partie le filon de Nades ; dans toute la région, l'orientation des filons à stibine est assez constante N.NW-S.SE à NW-SE, direction qui coïncide avec l'allongement du massif de microgranite. Ce district a fait et continue de faire l'objet de recherches par le Bureau de recherches géologiques et minières (HUU NGHIEP et C. GAGNY, 1958 ; G. AUBERT et L. CONTAMINE, 1958 ; J.-P. CARROUÉ, 1964). Selon CARROUÉ (1964, p. 58), les minéraux présents dans le minerai de Nades sont : stibine et antimoine natif, tandis qu'à Moureuille on trouve : stibine, pyrite, berthiérine et chalcopryrite.

4. Les filons de quartz méridiens ou subméridiens : ce sont des filons apparemment stériles, nombreux entre la région de Saint-Pardoux et la Limagne ;

5. L'auréole minéralisée du massif de Champs. On trouve de nombreux indices plombo-barytiques à la périphérie du massif. Cette liaison avait été signalée

une première fois par NGHIEP et GAGNY (1958). Elle se trouve confirmée remarquablement par l'existence de toute une série d'indices, les uns nouveaux, les autres déjà connus par la population ⁽¹⁾, dans la région entre Gourlange - Matas et au-delà. Dans le détail, l'orientation des filons est variée, NW-SE pour le filon plombifère de Gourlange, comme pour le filon pratiquement stérile de Montatrot (cote 675) à Saint-Pardoux et le filon fluo-barytique de Matas, NE-SW pour les filonnets des Mazières ;

6. Les filons plombifères de la région de Châteauneuf, de direction N.NE-S.SW, appartiennent à un autre district : celui de Pontgibaud, au Sud de la région étudiée.

Pour terminer cet aperçu sur les minéralisations, il convient enfin de signaler :

— quelques traces de fluorine, le long de la faille médiane du horst de Jenzat ;

— un filonnet N 10° E à mispickel, pyrite, rutile, quartz, muscovite, trouvé par le C. E. A. près de la galerie d'Houzinat, au Nord de Lalizolle ;

— une recherche abandonnée de mispickel (aurifère ?), 1,5 kilomètre à l'Ouest de Neuf-Eglise ;

— la déclaration au Service des Mines de la découverte d'un filon de quartz à pyrite auro-argentifère au lieu-dit « les côtes Michaux », commune de Saint-Eloy, et de rappeler la liaison, évoquée déjà au chapitre II, de certaines minéralisations sulfurées avec les cipolins. D'après CARROUÉ, l'examen microscopique par M. PICOT (B. R. G. M.) d'un échantillon minéralisé provenant de la carrière de cipolin de Moureuille a donné la composition minéralogique suivante : mispickel, pyrrhotine, chalcopryrite, blende, galène, graphite, dolomie et ankérite.

L'examen de la répartition des différents indices ou gîtes minéralisés de la région fait apparaître l'existence de plusieurs ensembles, soit du Nord au Sud et d'Ouest en Est :

— le district à stibine du Bresnay, dans le massif granitique de Tréban ;

— le district à wolfram-étain de La Bosse, lié au massif granitique d'Echassières ;

— le district à stibine lié au massif microgranitique de Pouzol-Servant ;

— les minéralisations plombo-barytiques de la bordure du massif granitique de Champs ;

— les indices cuprifères du bassin d'Ebreuil.

Ces derniers sont signalés pour mémoire ; il s'agit de minéralisations très discrètes en azurite et acces-

⁽¹⁾ Je remercie M. Jean VIVIER, de Saint-Pardoux, qui a bien voulu me guider très aimablement sur ces indices.

soirement en malachite ; quelques mouches observées sur les gneiss près de Bellenaves et sur trois échantillons de calcaire du Stampien supérieur de la collection ANDRÉ (Faculté des Sciences, Clermont-Ferrand). Ces quatre indices s'inscrivent dans une zone grossièrement allongée en direction du petit gîte

cuprifère des Chaillats. Par conséquent, on peut considérer qu'ils représentent l'auréole de lessivage de ce gîte, dont la dispersion en direction de la Limagne, se serait ainsi effectuée après le Stampien supérieur et avant la mise en place du réseau hydrographique actuel.

Chapitre VI

La couverture

I. LA COUVERTURE PALÉZOIQUE

1. Les tufs viséens

Les tufs viséens couvrent d'importantes étendues dans la partie méridionale de la région étudiée. Dans la région de Blot-l'Eglise et dans le horts de Jenzat, ils constituent des lambeaux de tailles très diverses. Plus au Sud, vers Manzat, ils forment une couverture continue.

On peut distinguer dans les tufs deux ensembles aisément cartographiables : d'une part les tufs à faciès granitoïdes de Manzat, d'autre part les tufs à faciès plus typiquement pyroclastique de Châteauneuf (M. AMEIL, 1963). Tous ont la composition chimique de « rhyolites latitiques calco-alcalines, sodi-potassiques ».

Les tufs de type Châteauneuf renferment parfois des galets de granite, notamment près de la carrière de Villard (H. NGHIEP et C. GAGNY, 1958 ; M. AMEIL, 1963). J'ai retrouvé moi-même un fragment de granite emballé dans les tufs, dans le chemin qui longe la rive gauche de la Sioule du Nord du moulin Braïnaud. Quant à l'affleurement du Puy Merle, en bordure de la Limagne au Nord d'Artonne, il est si riche en enclaves qu'il se présente comme un véritable conglomérat.

En plus des deux types pétrographiques reconnus

par AMEIL, il existe d'authentiques cornéennes dans la série viséenne. Je les ai rencontrées en deux endroits : près de Villemorie, sur la route du Pont de Péry, au contact d'un filon de microgranite, et dans un petit chemin qui va de Bort à cette même route du Pont de Péry. Dans les deux cas, il s'agit de cornéennes feldspathiques remarquables par leurs phénoblastes d'orthose qui se détachent en blanc sur un fond très sombre. Ces cornéennes renferment trois groupes de constituants :

- une pâte fine, elle-même formée :
 - d'un fond très finement cristallin, faiblement biréfringent, vraisemblablement feldspathique ;
 - de fines paillettes de biotite (fig. 63) ;

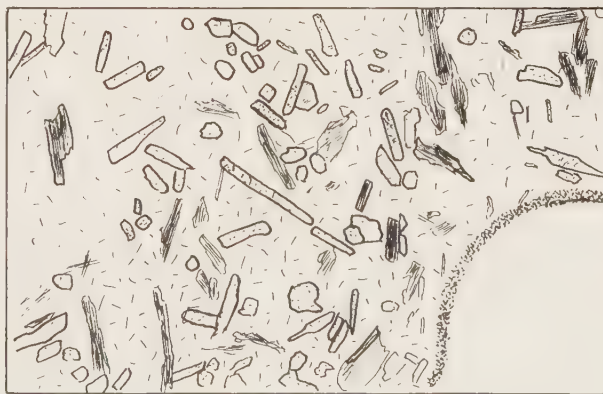


FIG. 63. — Cornéenne à pyroxène de Villemorie, $\times 23,2$.

— de petits cristaux d'augite eux aussi orientés en tous sens (fig. 63) ;

— des cristaux millimétriques :

— anciens pyroxènes ou amphiboles transformés en agrégats de calcite-chlorite-épidote-apatite ;

— biotites, les unes automorphes, les autres à contours elliptiques ; elles présentent des inclusions radioactives très petites (zircon ?) à auréoles pléochroïques ;

— quartz à contours arrondis entourés d'une mince frange fortement réfringente (augite en très petits cristaux, fig. 63) ;

— plagioclases (plus rares), à bordures arrondies et finement pigmentées ;

— des cristaux géants d'orthose (de l'ordre d'un à plusieurs centimètres), maclés Carlsbad, traversent l'ensemble. Leur forme est polygonale, mais leur contour, vu au microscope, est arrondi ou finement lobé. Ils n'ont pas de frange à leur bordure, contrairement à ce que l'on observe pour les quartz ou les plagioclases décrits plus haut. Les inclusions, nombreuses dans ces orthoses géantes, sont en général orientées selon les plans réticulaires de l'orthose. Ce sont des plagioclases, des biotites, du quartz et, plus rarement, de l'apatite.

Dans le groupe des minéraux millimétriques que renferme cette cornéenne, les agrégats calcite-chlorite-épidote-apatite représentent probablement d'anciens cristaux de hornblende. Antérieurement à la rétro-morphose des amphiboles, la paragenèse minérale de cette roche était donc plagioclase-hornblende-augite-quartz-biotite. C'est là, à la différence près que l'on a de l'augite au lieu de diopside, une association caractéristique du faciès de métamorphisme « cornéenne à hornblende », pour les roches à excès de silice, mais relativement basiques cependant. En outre, la disposition des cristaux les plus petits de biotite et d'augite est caractéristique d'une cornéenne. Le métamorphisme de contact est donc indéniable à Villemorie.

Il pourrait sembler que ces observations nouvelles viennent compliquer les idées sur la genèse des tufs viséens, notamment sur la genèse des tufs à faciès granitoïde de type Manzat. Il n'en est rien. Elles permettent au contraire de proposer pour ceux-ci une hypothèse génétique nouvelle. Voici par quel raisonnement.

Selon AMEIL (1963), la limite entre les tufs granitoïdes de Manzat et les tufs de Châteauneuf aurait une valeur stratigraphique. Or l'examen attentif de l'ensemble des affleurements où cette limite peut être observée ne m'a pas apporté de certitude à ce sujet. Dans le détail, on observe en effet des contacts sub-verticaux, aussi bien que des contacts peu pentés. En outre, l'absence de surfaces stratigraphiques repè-

res dans ces roches rend l'étude géologique structurale très difficile. Aussi y a-t-il lieu de se demander si les tufs granitoïdes de Manzat n'auraient pas une signification tout autre que stratigraphique. En particulier, ne dériveraient-ils pas des tufs de type Châteauneuf par l'effet d'un métamorphisme de contact ?

Une question se pose alors : quel serait le massif responsable d'un tel métamorphisme ? Ce ne peut être le massif granitique de Châteauneuf-Sain-Gervais, puisque le granite de Châteauneuf se trouve en galets dans les tufs viséens, de sorte qu'il est obligatoirement plus ancien que ceux-ci, comme JUNG et GARDE l'ont montré de façon définitive. Et pourtant, le métamorphisme de contact est patent à Villemorie, comme nous venons de le voir, tout au moins au contact d'un filon de microgranite. Ce ne peut être non plus le massif granitique de Champs-Valmort, situé plus à l'Est, puisque sur lui reposent aussi bien des tufs pyroclastiques et des tufs granitoïdes. Et pourtant ce massif de Champs, antérieur aux tufs, est bien responsable d'un métamorphisme de contact, mais loin des tufs granitoïdes et seulement dans la partie nord du massif, sur ses bordures cristallophyl-liennes et sur les cornéennes à andalousite de Chi-roux, près de Gannat.

Dans ces conditions, généralisant l'observation du métamorphisme de contact près du microgranite de Villemorie, je ne vois qu'une seule cause possible à un métamorphisme de contact transformant les tufs pyroclastiques type Châteauneuf en tufs granitoïdes type Manzat : les essaims de filons microgranitiques. On trouverait là une remarquable application d'une idée de WEGMANN (1948) sur la possibilité du réchauffement d'un segment de l'écorce terrestre par un essaim de filons plutoniques jouant le rôle d'un radiateur. Dans le cas présent, on peut voir un argument en faveur de cette thèse dans la densité particulièrement grande des filons de microgranite précisément là où les tufs ont le faciès granitoïde.

On peut ainsi proposer une nouvelle interprétation des relations du socle et de sa couverture de tufs viséens. Considérant comme des faits définitivement acquis :

— l'existence de deux faciès distincts et cartographiables dans les tufs viséens ;

— la superposition des tufs à un socle granitique antérieur (conformément aux idées de DE LAUNAY, JUNG et GARDE, AMEIL) ;

— l'existence de véritables cornéennes dans la formation rhyolitique viséenne, ce qui confirme en partie une opinion ancienne de DEMAY, selon laquelle les tufs avaient subi un métamorphisme de contact ; on est autorisé à penser que les filons de microgranites ont développé un métamorphisme de contact dans les tufs viséens, leur faisant acquérir de ce fait le faciès granitoïde type Manzat, là où les filons de

microgranite étaient assez nombreux et rapprochés pour élever la température de l'ensemble.

Autrement dit, les tufs granitoïdes seraient des cornéennes reposant en discordance sur un socle granitique ancien, les filons microgranitiques postérieurs à l'ensemble étant seuls responsables du métamorphisme de contact. On s'explique du même coup la polémique entre JUNG et DEMAY au sujet des relations du granite de Châteauneuf et des tufs, et l'on conclut qu'ils avaient partiellement raison tous les deux.

Indépendamment du grand ensemble de tufs de la région de Châteauneuf-Manzat, il faut signaler l'existence de tufs en divers lambeaux de tailles très diverses, respectés par l'érosion. Ce sont, dans le horst de Jenzat, le panneau de Mazerier, le lambeau du virage de Neuviel et le panneau de Chabannat; dans la région de Blot-l'Eglise, différents petits lambeaux sur lesquels NGHIEP et GAGNY (1958) ont attiré l'attention. Certains sont franchement conglomératiques, notamment le lambeau de Tinant au Nord-Ouest de Blot-l'Eglise.

Les tufs du horst de Jenzat ressemblent beaucoup à ceux de Châteauneuf. Ils sont cependant assez remarquables par la disposition des biotites, comme on va le voir. D'après un échantillon de la carrière de Saint-Etienne, actuellement en exploitation à l'Ouest de Gannat, la roche est constituée par un certain nombre de gros cristaux et par une pâte. Celle-ci comprend un fond, agrégat extrêmement fin, difficilement analysable, faiblement biréfringent et de ce fait vraisemblablement feldspathique, associé à de petites biotites. Les cristaux plus gros sont principalement des plagioclases automorphes, des quartz, de la biotite rassemblée en « nids » (fig. 64). Ces nids de

biotite sont en fait des pseudomorphoses d'anciens cristaux ferromagnésiens (probablement des pyroxènes). Les autres minéraux sont de la ferrimuscovite, de la chlorite, quelques zircons isolés dans la pâte, de l'apatite. Un tuf du panneau de Chabannat présente en ensemble de caractères analogues, mais c'est de la chlorobiotite qui remplace les anciens cristaux de pyroxène ou d'amphibole.

Ces observations permettent de conclure à deux types de genèse de la biotite dans les tufs viséens : une cristallisation directe (cas des tufs de Châteauneuf) et une cristallisation indirecte, par remplacement d'un ancien pyroxène ou d'une ancienne amphibole. Cette cristallisation indirecte de la biotite « en nids » est un phénomène tardif, dont la signification reste à élucider.

2. Les schistes tachetés de Chiroux

Les schistes de Chiroux forment deux petits lambeaux posés sur le granite de Champs, dans le horst de Jenzat, près du hameau de Chiroux, à l'Ouest de Gannat. Le plus important des deux est le lambeau ouest; allongé Nord-Sud, il mesure $1\,300 \times 500$ mètres environ. L'autre, distant d'environ 500 mètres, est une lanière large de quelques mètres seulement, pincée dans la faille de Neuviel. Dans les deux cas, il s'agit de roches schisteuses de couleur grise à noire. Elles ont pu autrefois donner le change et être l'objet de petits travaux de recherches pour le charbon (¹), au début du siècle.

De récents travaux de terrassement, pour l'aménagement d'une petite retenue d'eau, près de la route Gannat-Ebreuil, permettent d'observer dans d'assez bonnes conditions les roches du lambeau principal, alors que par ailleurs elles affleurent très mal. A cet endroit, il s'agit de schistes tachetés et de cornéennes à hornblende inclinés de 27° vers le Sud-Est. Les cornéennes à amphiboles sont situées sous les schistes tachetés.

Examinées au microscope, les cornéennes à amphiboles apparaissent composées de hornblende, quartz, feldspaths séricitisés, minéraux opaques, tandis que les schistes tachetés (fig. 65) montrent une mésostase fine granoblastique, formée de quartz, de feldspaths séricitisés indéterminables, de biotite jaune verdâtre, de muscovite. Sur ce fond se détachent de petits amas grossièrement quadrangulaires, pocilitiques où l'on retrouve tous les éléments de la mésostase séparés par un fond grisâtre sériciteux. Ces amas représentent vraisemblablement d'anciens cristaux d'andalousite complètement séricitisés.

(¹) Je remercie M. RIVERON, qui m'a communiqué ce renseignement.



FIG. 64. — Biotite en nids; tufs rhyolitiques, carrières situées à 1-2 km à l'Ouest de Gannat, a : $\times 10,66$, b : $\times 16,8$.



FIG. 65. — Cornéenne à andalousite, lambeaux de Chiroux, près du carrefour des routes de Champs, Ébreuil et Gannat ; $\times 7,2$.

Vers le Sud, les schistes tachetés font place aux tufs rhyolitiques. Les conditions d'affleurements ne permettent malheureusement pas d'observer les relations géométriques entre les deux formations. Néanmoins, les tufs sont probablement plus récents que les schistes, car on trouve parfois des fragments de schistes dans les tufs, notamment dans le lambeau situé quelques kilomètres plus au Nord, à la sortie ouest du tunnel de Neuval.

Le métamorphisme de contact qui s'est traduit par l'apparition de l'andalousite, de la hornblende et du faciès cornéenne dans cette formation de Chiroux, est évidemment en relation avec les seules roches plutoniques présentes dans le secteur, à savoir un faciès relativement leucocrate du massif granitique de Champs. Autrement dit, le granite de Champs est antérieur au Viséen supérieur (tufs rhyolitiques), mais postérieur aux schistes noirs qu'il transforme en cornéennes. Malheureusement, l'âge des schistes en question est indéterminé. Il se situe entre le Précambrien et le Viséen, ces limites elles-mêmes n'étant pas exclues. Ces relations sont exactement celles des schistes de l'Ardoisière, à l'Est de la Limagne, et du granite des Bois Noirs, daté du Viséen par son âge absolu (ROQUES, SANSELME et VIALETTE, 1963).

3. Un lambeau énigmatique : les schistes de Gannat

Immédiatement à l'Ouest de Gannat, aux confins du faubourg du Haut Saint-Etienne, affleurent des schistes micacés déjà signalés par GARDE (f. GANNAT, au 1/80 000, 2^e éd.). Il s'agit peut-être de la même formation que celle des schistes noirs de Chiroux, mais on n'observe pas d'andalousite et la mauvaise

qualité, l'extension limitée et le petit nombre des affleurements sont des obstacles pour lever cette indétermination. Ces roches sont des micaschistes composés de quartz, oligoclase, biotite très pléochroïque, muscovite, zircon isolé en rares cristaux, apatite. La foliation est marquée principalement par la biotite, tandis que la muscovite, fréquemment diabolique, présente son clivage souvent en oblique et parfois même perpendiculairement à la foliation. Une pseudomorphose en amas sériceux d'un ancien cristal à section de forme losangique suggère en outre la présence aujourd'hui effacée d'andalousite. Un « nid » de biotite en gerbes, au milieu de l'amas siriciteux, rappelle les observations de biotites de recristallisation observées dans les tufs voisins. Mais, faute d'affleurement, on ne connaît pas les relations entre les schistes de Gannat et les tufs immédiatement à l'Ouest.

4. Les formations stéphaniennes

Les formations stéphaniennes affleurent seulement à la limite de la région étudiée. Pincées dans le Sillon houiller, elles forment le bassin de Saint-Eloy - la Bouble et sont par ailleurs l'objet d'une description détaillée (J. GROlier, 1965, 2^e thèse).

II. LA COUVERTURE RÉCENTE : ÉOCÈNE, OLIGOCÈNE, PLIOCÈNE ET PLÉISTOCÈNE

La couverture récente est représentée par tout un ensemble de formations sédimentaires d'âge varié allant de l'Eocène jusqu'au Pléistocène. Ces formations constituent en certains cas le remplissage de bassins relativement étendus comme le bassin d'Ébreuil, ou au contraire minuscules comme le bassin de Menat. Ailleurs, sur les plateaux, elles se présentent en lambeaux dispersés, témoins d'une couverture autrefois plus continue.

Le Sédimentaire ne sera examiné ici que d'une façon succincte. On se contentera d'une part de faire le point des connaissances, d'autre part de signaler quelques observations nouvelles faites à l'occasion de l'étude du socle cristallin sous-jacent. Mais les formations sédimentaires de cette région posent encore de nombreux problèmes de géomorphologie et de néotectonique principalement, dont l'étude sera bientôt possible, lors de la parution des cartes topographiques modernes à grande échelle.

1. Éocène : le bassin de Menat et la formation sidérolithique

a) LE BASSIN DE MENAT

Le contour du bassin de Menat a la forme d'une ellipse de 900×450 mètres, allongés NW-SE (L. LAURENT, 1912, p. 24). Il possède une structure en cuvette où l'inclinaison des couches s'affaiblit en s'approchant du centre. Selon DE LAUNAY (1888), il est possible que cette disposition ait été acquise en partie dès le dépôt des couches, mais l'inclinaison actuellement observée sur les bords est trop forte (jusqu'à 45°) pour que l'expliquent les seuls phénomènes de sédimentation. Une déformation postérieure a eu lieu. Le remplissage du bassin est constitué par un conglomérat de base surmonté par une cinquantaine de mètres de spongo-diatomites.

Extrêmement riche en fossiles, le bassin de Menat a intéressé de nombreux géologues. Sa paléontologie a été étudiée d'une manière qui paraît exhaustive (L. PITON, 1940). Tous les fossiles, Plantes, Insectes, Poissons, Reptiles, Mammifères, indiquent que la formation de Menat est d'âge éocène. Les Plantes et les Insectes indiquent spécialement un âge *lutétien*.

La végétation s'étagait, selon PITON (1940, p. 298 et suivantes), sur les hautes montagnes voisines de la lagune avec une forêt galerie près de celle-ci et la savane au loin. Le paysage était analogue à celui qui existe à l'heure actuelle « dans certaines régions indomalaises et dans les forêts marécageuses d'Amérique du Sud ». Au bord de l'eau, les Peupliers, les Saules, les Palmiers se mêlaient aux Plantes aquatiques ; en remontant les flancs de la montagne, il y avait d'abord une forêt chaude et humide à Chênes Verts, à Chênes analogues à ceux de Java ; plus haut, c'était la zone des Chênes Noirs, des Platanes, Noisetiers, Tilleuls, Ormes, etc. ; au-delà enfin, c'étaient les Pins, Sapins et Séquoias.

b) LA FORMATION SIDÉROLITHIQUE

Très largement répandue en Europe occidentale, cette formation se rencontre dans la région étudiée en quelques lambeaux dispersés. Nombre de ces lambeaux, notamment ceux de la forêt de Châteauneuf et de l'étang de Rivaleix ont été longtemps considérés comme permien. En fait, il s'agit de Sidérolithique, comme a bien voulu me le confirmer M. DESCHAMPS qui procède actuellement à une étude d'ensemble du Sidérolithique du Massif Central.

De plus, un nouvel affleurement de Sidérolithique a été découvert dans la région de Lisseuil, près de

Châteauneuf, ce qui confirme ici son extension ancienne à toute la région étudiée. On a même trouvé, sous forme de galets dans les couches de base du bassin d'Ebreuil, des témoins d'une ancienne cuirasse ferrugineuse (J. GROLIER et M. DESCHAMPS, 1964).

c) SYNCHRONISME ET RELATIONS GÉNÉTIQUES DU SIDÉROLITHIQUE ET DES SPONGO-DIATOMITES DE MENAT

Le Sidérolithique est généralement considéré comme un faciès lithologique. Son âge est éocène en certaines régions. Or, le bassin de Menat est lui aussi éocène et l'on peut se demander si les spongo-diatomites de Menat et le Sidérolithique sont rigoureusement contemporains. En fait, il y a tout lieu de penser que les dépôts de Menat datent de la phase préliminaire — altération sur place — de la genèse du Sidérolithique.

On trouve là une application de la théorie biorhéxistatique de ERHART. Les spongo-diatomites de Menat sont un sédiment biostatique essentiellement siliceux, dans lequel il est tentant de voir le témoin de la richesse en silice des eaux de ruissellement à l'époque éocène dans une région boisée. La silice des diatomites de Menat, empruntée à toute la région environnante, est celle que laissait le couvert végétal. Le Sidérolithique est le produit résiduel de cette altération sur place, ultérieurement remaniée au cours d'une phase rhéxistatique.

Dans les bassins fermés d'Afrique, bassin central nigérien et bassin du Tchad, « les diatomites sont la conséquence normale de la latéritisation ancienne des roches cristallines qui ont perdu la plus grande partie de la silice des minéraux silicatés » (H. ERHART, 1956, p. 69). Toute considération d'ordre de grandeur mise à part, l'analogie avec les diatomites de Menat et le Sidérolithique est remarquable.

Les dépôts de Menat sont uniques et très localisés. Il est donc probable qu'il n'existait à l'Eocène qu'un seul bassin fermé dans la région : celui de Menat. Les causes de l'existence d'un lac à cet endroit nous échappent encore : minuscule zone d'effondrement comme semblent en témoigner quelques failles aujourd'hui visibles dans le voisinage ? Cours d'eau barré pour une cause inconnue ? Quoi qu'il en soit, force nous est d'imaginer à l'époque éocène un paysage très différent du paysage actuel. La vallée de la Sioule n'était pas encore creusée et, si l'on en croit PITON, de hautes montagnes bordaient le lac de Menat. Mais la variété des espèces végétales récoltées à Menat et la diversité des conditions climatiques qu'elles suggèrent, traduisent peut-être l'importance et l'extension exceptionnelle du bassin hydrographique, plutôt qu'un étagement de la végétation en altitude à proximité immédiate du lac.

2. Oligocène : le bassin d'Ebreuil

Les formations du bassin d'Ebreuil ont été soigneusement étudiées par ANDRÉ (1954). La stratigraphie s'en établit comme suit :

— formation rouge de base : sables et argiles sableuses rouges à galets de roches cristallines et galets ferrugineux ; épaisseur variable, plus grande au centre du bassin. La présence des galets ferrugineux (J. GROLIER et M. DESCHAMPS, 1964) indique que cette formation correspond à l'épisode rhéxistatique du Sidérolithique ;

— formation à Potamides et à Cyrènes (*P. arvernensis*, *C. convexa*). C'est un complexe, épais de quelques mètres, de marnes et de calcaires, avec éventuellement des grès, des sables, des cordons de galets. Il comporte à la base un niveau repère constitué par la lumachelle à Cyrènes. On peut assimiler à cette formation les marnes et marnes sableuses que l'on trouve à l'Ouest de Chantelle la Vieille. Cet affleurement augmente ainsi l'extension connue de cette formation de 2 à 3 kilomètres vers le Nord, par rapport au lever qu'en avait donné ANDRÉ ;

— les marnes à *Cypris* : épaisses d'une centaine de mètres, elles représentent le Stampien moyen et montrent, comme la formation précédente, des faciès détritiques sur les bords du bassin ;

— les calcaires à *Hélix* : épais d'une trentaine de mètres au maximum, ils représentent le Stampien supérieur. Le petit lambeau de calcaire en plaquettes récemment découvert à Laléger par M. RIVERON peut leur être rapporté. Il en représente peut-être un faciès de bordure, mais cette assimilation est donnée ici sous toutes réserves. Une étude complémentaire s'impose pour en décider.

Selon ANDRÉ, la répartition des quatre sous-étages « témoigne d'un basculement progressif vers le Nord, pendant le Stampien, du plancher des zones d'effondrement », conformément à ce qui a été observé en grande Limagne. Cet auteur a pu faire la preuve que le horst de Jenzat est bien un horst, conformément à la représentation cartographique de GARDE (f. GANNAT au 1/80 000, 2^e éd.). Il a montré en même temps que, du fait que le calcaire stampien supérieur de Bègues repose directement sur le socle cristallin formant le horst de Jenzat, « le début de la formation du horst est antérieur au dépôt des marnes à *Cypris* ». Enfin le soulèvement du horst se serait poursuivi ultérieurement, puisqu'il existe une différence d'altitude de l'ordre de 60 mètres entre la base du calcaire stampien supérieur dans le bassin d'Ebreuil et sur le plateau de Bègues.

3. Pliocène - Pleistocène

Les termes les plus récents de la couverture sédimentaire sont, d'une part, tout un ensemble de for-

mations caillouteuses et sablo-caillouteuses attribuées au Pliocène (limons, sables et galets du Bourbonnais) et, d'autre part, les alluvions pléistocènes.

Les formations pliocènes se trouvent en particulier sur le sommet des plateaux où leur répartition actuelle témoigne nettement de l'enfoncement tardif du réseau hydrographique, ainsi que dans la partie nord du bassin d'Ebreuil. Ils sont particulièrement développés dans la région de Chantelle et, plus au Nord, sur la feuille Moulins au 1/80 000. On observe également un lambeau sur le horst de Jenzat (cote 431 au Sud de Jenzat).

Il est extrêmement rare que ces formations meubles affleurent dans de bonnes conditions et, de ce fait, elles sont plutôt mal connues. Aussi importe-t-il ici de rapporter l'observation par M. JEAMBRUN d'une « falaise » haute de 7 à 8 mètres sur la rive droite du ruisseau des Côtes, près de Moncela au Sud-Est de Target. Dans un travail inédit, M. JEAMBRUN (Faculté des Sciences de Clermont-Ferrand) a relevé sur cet affleurement la coupe suivante :

— à la base, 2 mètres de sables argileux ;

— au-dessus, un ensemble épais de 3 mètres environ et constitué de couches de 20 centimètres, alternativement de sables et de galets (8 couches de galets) ;

— en haut, 2 mètres de sables rouges.

Les roches trouvées en galets sont des aplites, des pegmatites à tourmaline et des gneiss. Toujours selon JEAMBRUN, les limons de la Cout et de Gratteloup, près de Target, seraient constitués par des sables et des argiles grises de 5 à 6 mètres d'épaisseur.

Les alluvions pléistocènes peuvent se subdiviser en alluvions anciennes et alluvions récentes. Les premières dominent nettement le niveau du réseau hydrographique actuel : terrasses des Gabots, de Miallet en amont d'Ebreuil, par exemple.

Il n'est pas toujours facile de distinguer les unes des autres les différentes formations sédimentaires récentes. En Bourbonnais, tout un travail d'analyse stratigraphique et morphologique doit encore être fait dans ce domaine. Il est probable, par exemple, que l'on confonde encore en différents endroits la formation rouge de base du bassin d'Ebreuil (Eocène-Oligocène) avec le Pliocène sableux. De plus, certains aspects du relief sont encore inexplicables : par exemple le plateau de Saint-Bonnet-de-Rochefort dont la surface est si remarquablement plane et la morphologie curieuse de la partie nord du horst de Jenzat. Examinée depuis la butte de Charroux, le horst de Jenzat semble présenter plusieurs surfaces étagées. S'agit-il de niveaux d'érosion successifs ou, comme il est plus probable, d'une même surface d'érosion dont la moitié est aurait été portée à un niveau plus élevé par le jeu des failles ? Seule la compréhension de ces phénomènes permettra d'éclairer les différents aspects de la tectonique récente de cette région.

Chapitre VII

Tectonique

I. INTRODUCTION

Certains aspects de la tectonique ont déjà été exposés dans les chapitres précédents. En particulier, on a indiqué l'allure des déformations mineures propres à chaque formation cristallophyllienne dans les descriptions pétrographiques et régionales. De même, l'examen des traces de déplacements aux bordures du massif de Pouzol-Servant faisait tout normalement partie de la description géologique du massif.

On se propose maintenant d'envisager la tectonique régionale dans son ensemble et sous ses différents aspects. C'est ainsi que l'on examinera les divers objets tectoniques et leur répartition, en commençant par ceux qui caractérisent la tectonique cassante et en poursuivant par ceux qui révèlent la tectonique souple. Leur agencement permettra de séparer les grandes unités structurales. Enfin, celles-ci étant ainsi délimitées, il sera possible d'orienter et de construire rationnellement les coupes et, par là, de faire apparaître l'architecture générale de la région.

II. TECTONIQUE CASSANTE : LES LITHOCLASES

On peut considérer comme définissant la tectonique cassante tout ce qui se rapporte aux lithoclases : leur

nature, leur répartition et leur mode d'association. Selon la nomenclature de DAUBRÉE (1879) reprise par de CIZANCOURT (1947), les différents types de lithoclases sont :

- les failles ou polyclases ;
- les paraclases ou fissures avec stries de glissement ;
- les anticlases ou fissures ouvertes, avec leur remplissage éventuel ;
- les diaclasses ou fissures fermées, sans rejet.

Les diagrammes (fig. 66) groupent l'ensemble des mesures effectuées dans la région étudiée sur ces différents types de lithoclases. La carte des lithoclases (carte hors texte) donne une notion de leur répartition géographique.

1. Les failles

a) LEUR ORIENTATION

En ce qui concerne les failles, on n'a tenu compte sur le diagramme que des observations faites à l'échelle mésoscopique, c'est-à-dire des mesures concernant les failles bien visibles aux affleurements et soulignées par des mylonites, généralement argileuses. Le diagramme (fig. 66 b) fait apparaître plusieurs maximums :

- N 25° E, vertical ;

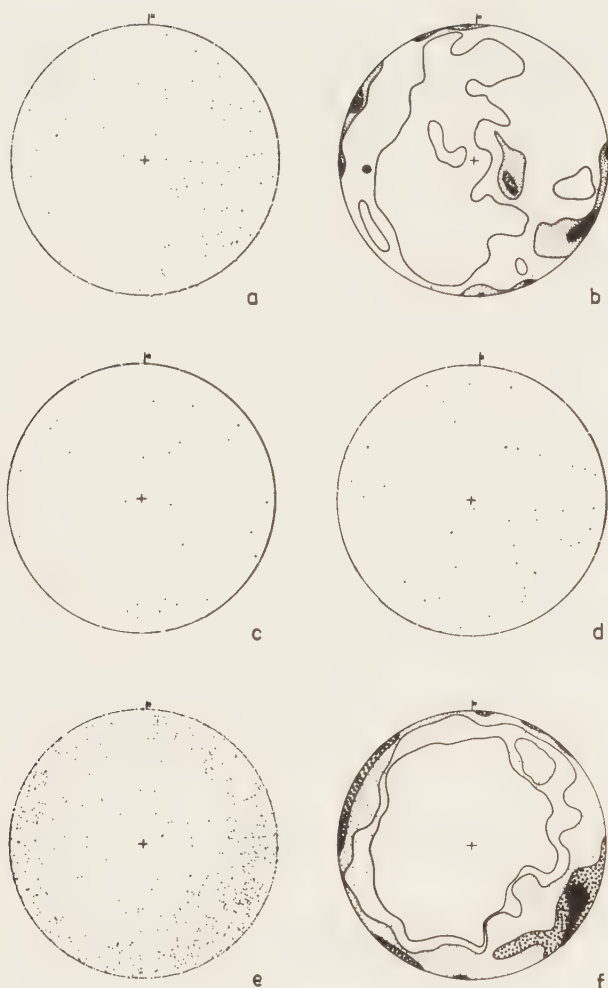


FIG. 66. — Diagramme des lithoclastes
(hémisphère supérieur).

- a : Plans de failles. Canevas de Schmidt. 161 points.
b : Id. Courbes 6,2 %, 3,2 %, 1,8 %, 0,6 % des points pour 1/100 de la surface de l'hémisphère.
c : Paraclases. Canevas de Schmidt.
d : Anticlines. Canevas de Schmidt.
e : Diaclases. Canevas de Schmidt. 805 points.
f : Id. Courbes 3,7 %, 2,5 %, 1,2 %, 0,6 %.

- N 25° E, penté 25° vers le Sud-Est ;
- N 5° W, vertical ;
- N 85° E, vertical ;
- N 60° E, vertical.

L'examen de la carte géologique synthétique fait, d'autre part, apparaître les grandes directions de fractures suivantes :

Nord - Sud : faille de Limagne, faille de Neuvial ;

N.NE-S.SW : le Sillon houiller, qui affecte en réalité successivement plusieurs directions différant de

quelques degrés ; le bord ouest du horst de Jenzat ;

N.NW-S.SE : faille bordière ouest du massif de Pouzol ;

NE-SW : faille de la Morge dans le Sud de la région étudiée.

En résumé, on peut se représenter l'ensemble de la région comme une sorte de mosaïque dont les éléments, souvent triangulaires à pointe dirigée vers le Nord, sont délimités par des accidents, principalement Nord - Sud et N.NE-S.SW.

b) NOMENCLATURE DES PRINCIPALES FAILLES

On peut classer les failles selon leur orientation, comme nous venons de le voir. Mais un autre mode de classement non moins important est le classement selon l'extension longitudinale. En effet, l'importance géologique d'un accident est, dans la région considérée ici, à la mesure de son extension longitudinale.

Les principales failles sont les suivantes :

— Le Sillon houiller : limite ouest de la région étudiée, il se prolonge en outre très loin au Nord et au Sud ; son importance se situe à l'échelle du Massif Central tout entier (J. LETOURNEUR, 1953).

— La faille de Limagne ou faille de Jenzat : son extension déborde largement au Nord et au Sud la région étudiée dont elle constitue en outre la limite est. Entre Gannat et Jenzat, elle se situe à la limite des terrains cristallins et des terrains sédimentaires ; son tracé s'impose du fait de la juxtaposition de terrains de nature différente, mais c'est un accident que l'on n'observe généralement pas aux affleurements. Plus au Nord, elle est cachée sous les terrains sédimentaires, mais on devine qu'elle doit longer la butte de calcaire stampien d'Ussel-d'Allier, allongée Nord-Sud et réplique exacte de la butte de Mazerier. Au-delà, le relief conduit à la voir passer par les localités de Blanzat, Cesset et Bransat.

— La faille de Saint-Bonnet-de-Rochefort : elle est suggérée par la morphologie et son tracé s'impose par le contraste lithologique des terrains qu'elle met en contact. Elle s'étend sur 11 kilomètres, depuis Château Jaloux au Sud d'Ebreuil jusqu'à la région de Charroux. Elle est visible au hameau des Jarrets, à l'Est d'Ebreuil ; plus au Nord, elle est vraisemblablement responsable du tracé Nord-Sud de la Sioule au Sud du château de Rochefort. Au-delà, elle est marquée par le thalweg du ruisseau de Saint-Bonnet, le long duquel on trouve quelques affleurements de mylonites. Elle est ensuite soulignée par un escarpement. Vers le Sud, la faille de Saint-Bonnet se prolonge probablement en direction de Jozerand.

— La faille de Neuval, elle aussi, suggérée par la morphologie (tracé Nord-Sud de la Sioule entre le Moulin Parrot et Neuval, prolongé au Sud par le ruisseau de la Croix Vérillon), mais c'est le lever géologique qui donne la preuve de son existence. Elle s'étend sur une douzaine de kilomètres. Au Nord, elle met en contact les gneiss et les micaschistes, puis en allant vers le Sud, les gneiss et le granite, le granite et les tufs, pour être enfin marquée par le filon de quartz de Chiroux - Rouzat, le long duquel se trouve pincé un lambeau de schistes noirs. La bordure nord du granite de Champs se trouve ainsi décrochée. Comme arguments supplémentaires, on peut donner encore l'existence de deux sources : l'une à Vauvernier près du moulin Parrot (H. LECOQ, 1864), l'autre près de la carrière de la Croix Vérillon. Il est vraisemblable que la faille de Neuval se prolonge bien au-delà vers le Sud. En particulier, elle contribue peut-être à délimiter le petit horst de Saint-Myon, près de Combronde. Pour la région qui nous intéresse, la faille de Limagne et la faille de Saint-Bonnet-de-Rochefort délimitent le horst de Jenzat. Celui-ci est coupé longitudinalement en deux parties inégales par la faille de Neuval. Au Nord du horst, les failles de Saint-Bonnet, de Neuval et la faille de Limagne se rejoignent probablement dans la région d'Ussel-d'Allier.

— La faille de Veauce ou faille bordière ouest du bassin d'Ebreuil. Orientée en gros Nord-Sud, elle s'étend sur 10 kilomètres depuis la vallée de la Sioule jusqu'à Bellenaves, avec un coude à Mercurol. Elle sépare approximativement les formations sédimentaires du bassin d'Ebreuil, du Cristallin de l'antiforme de La Bosse mais, au moins dans la partie nord, le Sédimentaire la recouvre partiellement, ce qui implique une histoire complexe.

— La faille bordière ouest du massif de Pouzol-Servant ou faille de Châtelut. Orientée N.NW-S.SE et bien visible près du Pont de Menat, elle a environ 7,5 kilomètres de long. Dans sa partie sud, entre la Chabasse et les Racles, elle est décrochée par une petite faille N.NE-S.SW, comme l'ont montré HUYNGHIEP et GAGNY (1958). A cette latitude, il existe d'ailleurs un parallélisme remarquable entre les deux bords du massif microgranitique. La bordure de celui-ci, au Nord-Est des Lamis, est peut-être délimitée par une faille parallèle à la faille de décrochement des Racles. On note d'ailleurs un décrochement du filon des Margeridons, de part et d'autre d'une faille qui se situe à peu près dans le prolongement du contour du massif de Pouzol dans ce secteur (H. HUYNGHIEP et C. GAGNY, 1958).

Telles sont les principales failles de la région. Les failles de moindre importance sont indiquées sur la carte des lithoclasses (hors texte). Quelques exemples des principaux types sont représentés figure 67.

2. Les paraclases

Le nombre de paraclases mesurées est peu élevé, comme le montre le diagramme (fig. 66 c). La raison en est, non pas une rareté réelle des paraclases, mais plutôt le fait que la reconnaissance et l'étude des paraclases exige dans cette région des affleurements extrêmement frais, comme ceux que l'on trouve dans les carrières notamment. Ailleurs, les stries sont peu ou pas marquées.

Le diagramme (fig. 66 c) est trop clairsemé pour que l'on puisse l'interpréter de façon valable. Il fait apparaître la rareté des paraclases dans la direction NW-SE et la fréquence des paraclases verticales ou subverticales.

3. Les anticlases

D'après le nombre de mesures effectuées, elles apparaissent un peu plus nombreuses que les paraclases, mais vraisemblablement cette différence n'est qu'apparente. Le diagramme (fig. 66 d) fait apparaître, comme pour paraclases, la rareté des directions NW-SE.

La nature du remplissage des anticlases, lorsqu'il y a remplissage, est variée : quartz, calcite ou muscovite selon le cas. Les anticlases à quartz sont assez banales, on en trouve notamment dans le massif de Pouzol-Servant. Comme exemple d'anticlases à calcite, plus rares, on peut signaler celles de la carrière de Neuval. Elles sont très vraisemblablement en relation avec la présence de calcaires métamorphiques liés aux migmatites. Quant aux anticlases à muscovite, elles sont également assez rares et, de ce fait, les endroits où l'on a pu les observer méritent d'être signalés. Ce sont les suivants :

- au Nord-Ouest de Vermusse, rive gauche du ruisseau de la Forêt, à quelques centaines de mètres au Nord-Ouest de Lulot ;
- au Nord de Louroux-de-Bouble, dans le chemin du Méclier à Berd ;
- dans les carrières de Virlet, au Sud-Ouest de Durmignat ;
- dans les carrières du Boulard, au Sud de Chirat-l'Eglise ;
- rive gauche de la Bouble, à 1 kilomètre en amont de Chantelle la Vieille ;
- au hameau des Garrioux, près de Marcillat.

Ces anticlases à muscovite sont situées soit dans des migmatites, soit dans les gneiss à biotite et sillimanite. Les orientations sont variables, de subméridiennes à E.NE-W.SW avec pendage tantôt vers l'Est, tantôt vers l'Ouest.

Par ailleurs, on peut considérer les filons comme des cas particuliers d'anticlases, en particulier les filons de quartz, nombreux dans toute la région.

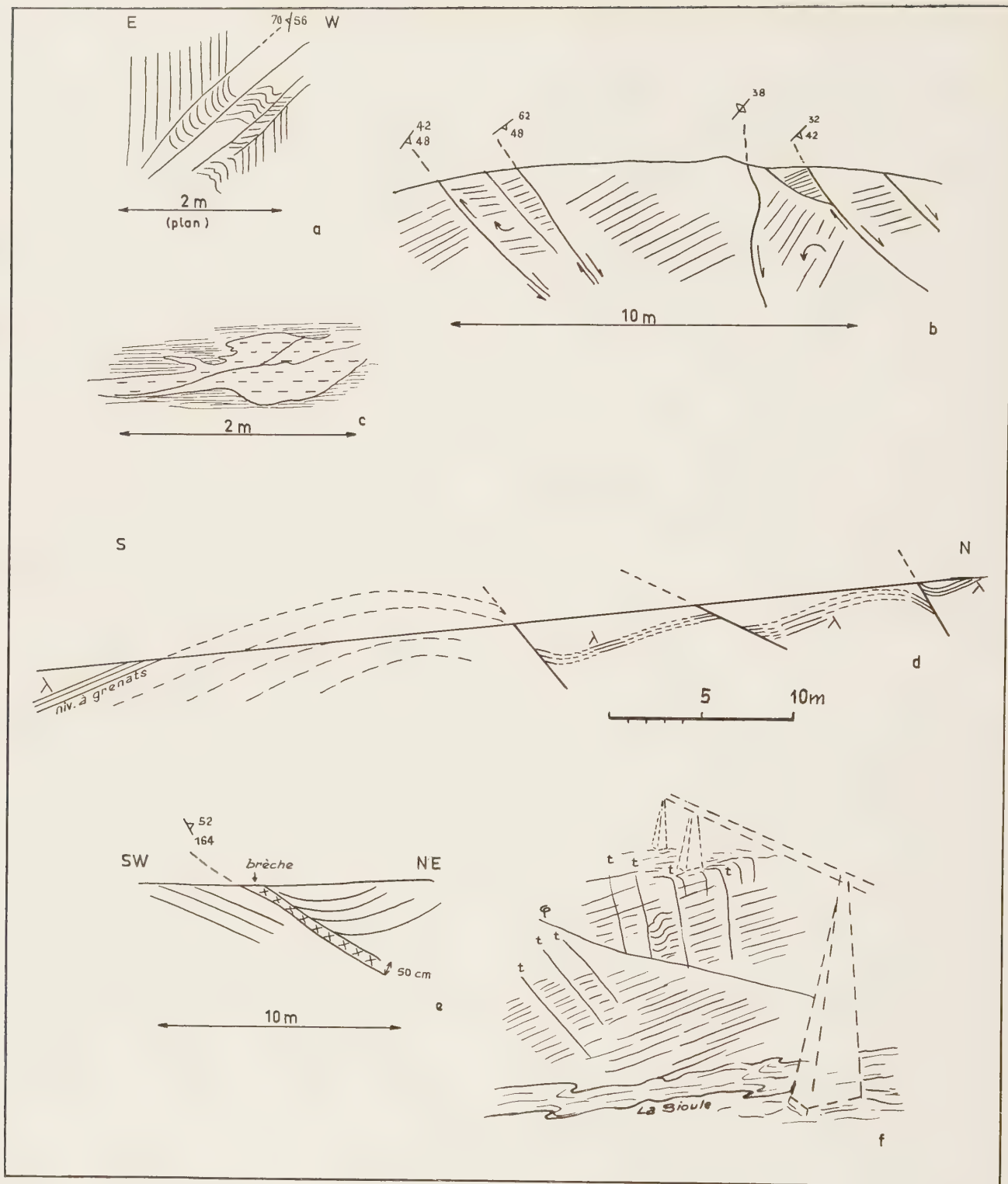


FIG. 67. — Quelques types de fractures.

- a : Système de petites failles de cisaillement. Granite laminé de la partie est de la carrière des Ronsiers à l'Ouest de Saint-Éloy. Bordure ouest du Sillon houiller.
- b : Jeu de blocs. Gneiss à deux micas de la synforme du Pont de Menat. Route du Pont de Menat, en aval de Lisseuil, rive droite du ruisseau des Pacolles.
- c : Dislocation d'un corps pegmatitique dans les gneiss à deux micas. Style en écailles, avec failles subhorizontales. Synforme du Pont de Menat, chemin des James à la carrière, au SW de Pouzol.
- d : Failles antithétiques, flanc nord de la synforme de Saint-Gal. Chemin au Nord de Péraclos. Coupe verticale de direction N 10° E. λ = banc de leptynite.
- e : Faille avec brèche mylonitique et rebroussement de la foliation. Horst de Jenzat, route Saint-Bonnet - Gannat, en face de l'île de Rouzat.
- f : Série d'anticlases (t) et faille peu inclinée (φ) Viaduc de Rouzat sur la Sioule. Horst de Jenzat.

4. Les diaclases

De toutes les lithoclasses, les diaclases sont celles qui ont été repérées le plus souvent sur le terrain. Il ne fait pas de doute que, dans la quantité, on a dû compter des paraclases non identifiées comme telles. Du fait de la prédominance des diaclases verticales et de la variété de leurs orientations, le diagramme (fig. 66 f) est de type *en ceinture*, avec des maximums très étalés pour les directions NE-SW, Est-Ouest et NW-SE.

5. Surimposition, horsts, zones d'extension, sens des mouvements. Essai d'une chronologie

Considérée dans son ensemble, la région est une sorte de mosaïque, où se juxtaposent des aires d'effondrement, de soulèvement, de détente, de compression. Les mouvements, échelonnés dans le temps, se sont conjugués de diverses façons. L'analyse des traces qu'ils ont laissées permet, au moins pour certains d'entre eux, de fixer un ordre de succession.

Les formes d'érosion et l'allure du réseau hydrographique témoignent d'un enfoncement général des rivières, qui ont entaillé une surface anciennement pénéplanée. Probablement corrélatif d'un soulèvement du socle, cet enfoncement est postérieur aux dépôts attribués au Pliocène, qui ne subsistent qu'à l'état de lambeaux témoins sur les plateaux. Il s'est fait par étapes, comme en témoigne l'existence de terrasses au bord de la Sioule.

La différence d'altitude entre le calcaire de Bègues, surélevé, et les buttes témoins de Charroux et de Naves, montre que le soulèvement du horst de Jenzat est postérieur au Stampien supérieur. Mais la lacune des marnes à *Cypris*, sous le lambeau de Bègues, indique que le Cristallin formait à cet endroit une hauteur émergée, qui dominait le lac stampien. Donc, le soulèvement du horst s'était déjà effectué en partie avant ce dépôt.

On peut situer le début du soulèvement dans l'intervalle compris entre la rhéxistase sidérolithique et le Stampien moyen, soit au Sannoisien. En effet, on trouve les sables rouges de base de la série d'Ebreuil sur le plateau cristallin, au Nord des Ruiliers. A cet endroit, le Cristallin constituait donc un point bas et n'était pas encore soulevé lors du dépôt des sables rouges.

En outre, le long de la faille de Neuval, les deux panneaux du horst de Jenzat ont joué l'un par rapport à l'autre. Un jeu relatif vertical est probable pour deux raisons : la première est que les altitudes

maximales sont généralement plus élevées dans le panneau est que dans le panneau ouest. La seconde est que, dans le panneau est, ce sont les micaschistes que l'on trouve en contact avec le granite et non les gneiss à deux micas comme dans le panneau ouest. Or, ce que l'on sait de la série cristallophyllienne de la Sioule dans l'ensemble de la région, notamment dans le synforme de Saint-Gal et l'antiforme de La Bosse toutes proches, indique que les micaschistes se trouvent habituellement sous les gneiss. Par conséquent, le panneau oriental paraît avoir été soulevé par rapport au panneau occidental.

Les différences d'altitude entre les deux panneaux suggèrent un mouvement de l'ordre de 50 mètres. Mais le jeu de la faille de Neuval a probablement eu, en plus, une composante horizontale. En effet, dans le panneau oriental du horst, le rejet vers le Nord de la bordure du granite de Champs ne peut s'expliquer par un simple mouvement vertical ou alors il faudrait admettre que le toit du granite est incliné seulement de quelques degrés vers le Nord.

En résumé, dans l'histoire tectonique récente de la région, on peut déceler une phase cassante, se traduisant par la formation du horst de Jenzat, dont la surélévation — et par conséquent l'enfoncement corrélatif des deux grabens qui le bordent, c'est-à-dire le bassin d'Ebreuil et le bassin de Limagne — a débuté vraisemblablement au Sannoisien, ce qui correspondrait à la phase helvète de l'orogénèse alpine. Coupé en deux longitudinalement le horst de Jenzat, dont le panneau oriental s'est trouvé légèrement surélevé et probablement déplacé vers le Nord d'environ 1 kilomètre, a été ensuite submergé plus ou moins complètement lors du dépôt du calcaire stampien supérieur. Puis, une nouvelle phase de soulèvement, qui pourrait correspondre à la phase save de l'orogénèse alpine, a porté l'ensemble à une altitude plus élevée d'une cinquantaine de mètres.

C'est à cette phase tectonique sannoisienne que l'on peut rapporter un certain nombre d'accidents du socle : la faille de Veauce, bien entendu puisqu'elle a permis à l'Ouest l'enfoncement du bassin d'Ebreuil, les failles qui affectent le massif de Pouzol-Servant, les filons de quartz de la région de Fleuriel et ceux à l'Ouest d'Ebreuil, les filons de quartz du horst de Jenzat. Tous ces filons semblent en effet traduire des zones d'extension à proximité des failles d'effondrement.

Dans l'histoire régionale plus ancienne, un événement tectonique majeur est la formation du Sillon houiller. Cet accident a lui-même une longue histoire (J. LETOURNEUR, 1953, et J. GROLIER, 1965, 2^e thèse) ⁽¹⁾. Comme à Ebreuil, c'est un effondre-

(1) L'évolution tectonique du Sillon houiller a été décrite d'autre part avec quelque détail par GROLIER et LETOURNEUR (1968).

ment par failles qui a provoqué tout d'abord la sédimentation. Mais cette phase tectonique initiale n'a pas été seulement de type cassant : elle s'est traduite également par une flexure du socle, comme en témoigne l'inflexion axiale des plis anciens aux abords du Sillon. Postérieurement à la subsidence et au comblement sédimentaire stéphanien, les bords du bassin se sont rapprochés et ont eu, d'autre part, un mouvement de coulissage avec déplacement relatif du compartiment est vers le Nord, en même temps que le compartiment ouest venait surplomber le Sédimentaire qui se plissait intensément (J. GROLIER, 1965, 2^e thèse).

Il est difficile de préciser l'âge de ces divers mouvements. Le mouvement de coulissage des deux voussoirs situés de part et d'autre du Sillon est plutôt postérieur au plissement du remplissage sédimentaire que contemporain de celui-ci. En effet, les stries que l'on observe en galeries de mine dans la faille bordière est du bassin sont horizontales et ont complètement effacé les traces, s'il en fut jamais, de tout mouvement autre que celui de coulissage. Or, les formations sédimentaires les plus récentes du bassin de Saint-Eloy sont d'âge stéphanien B et peut-être C (J. GROLIER et S. LOBOZIAK, 1964). Par conséquent, le coulissage est post-stéphanien. De plus, il est vraisemblablement anté-oligocène d'après ce que l'on sait du reste du Sillon houiller (J. LETOURNEUR, 1953). De façon un peu hypothétique, on peut être tenté de synchroniser le coulissage du Sillon houiller et celui, de même sens, du horst de Jenzat de part et d'autre de la faille de Neuval. En ce cas, le coulissage du Sillon houiller serait oligocène inférieur.

Remontant plus loin encore dans l'histoire régionale de la tectonique cassante, on trouve une trace de mouvement dans le déplacement relatif du socle de part et d'autre du filon microgranitique situé 500 mètres à l'Ouest du hameau du Poux, près de Saint-Quintin. On n'a pas observé de faille le long de ce filon, de sorte que le mouvement relatif peut se situer à l'époque de la mise en place du microgranite, voire même avant. Indiqué par un banc d'amphibolite, ce mouvement déplace le compartiment est vers le Sud. Il est donc en sens inverse des coulissages évoqués plus haut.

Enfin, la mise en place des dykes de microgranites très généralement orientés Nord-Sud dans toute la région (exception faite des filons-couches) coïncide probablement avec une période de distension de l'écorce terrestre. L'intrusion des microgranites en laccolites ou en filons-couches est sans doute antérieure de très peu à ces dykes. Ces mouvements sont eux-mêmes datés par les microgranites, considérés généralement comme westphaliens dans le Massif Central.

En résumé, on peut retracer comme suit l'histoire et la genèse des grandes fractures et des fossés d'effondrement :

Westphalien (?) :

— intrusion du laccolite de Pouzol-Servant et des filons-couches de microgranites ; failles bordières du laccolite ;

— distension : réseau de fissures nord-sud et mise en place de filons verticaux et microgranites. Coulissage de l'éponte est du filon du Poux vers le Sud.

Stéphanien : fossé d'effondrement et sédimentation dans le bassin de Saint-Eloy.

Oligocène inférieur (phase helvète de l'orogénèse alpine) : début de l'effondrement du socle du bassin d'Ebreuil et du soulèvement du horst de Jenzat ; coulissage de la faille de Neuval et du Sillon houiller ; fracturation du massif de Pouzol-Servant ; distension (filons de quartz) au pourtour du bassin d'Ebreuil.

Oligocène supérieur (phase save de l'orogénèse alpine) : soulèvement terminal du horst de Jenzat.

III. LA DISLOCATION DE SAINT-PARDOUX — SAINTE-CHRISTINE, SON TRACÉ, SA SIGNIFICATION GÉOLOGIQUE

Au voisinage du massif granitique de Saint-Gervais-d'Auvergne, les schistes cristallins de la série de la Sioule et le granite lui-même prennent un faciès très particulier, dû à des phénomènes de laminage. On observe des phénomènes analogues en de nombreux endroits, disposés approximativement selon une ligne sinueuse, que soulignent des contrastes lithologiques et zonéographiques. J'appellerai dislocation de Saint-Pardoux ou de Sainte-Christine cette zone étroite, sinueuse, parfois réellement linéaire, jalonnée par des roches laminées.

La dislocation de Saint-Pardoux se suit sur une quarantaine de kilomètres depuis le Sillon houiller jusqu'à la Limagne. Elle débute près du Sillon houiller dans la région de la gare de Gouttières, où elle est marquée par les migmatites laminées de La Boge. Son tracé est ensuite le suivant : bordure nord du massif de Châteauneuf - Saint-Gervais, avec notamment le granite de Sainte-Christine, les migmatites laminées de Grandmont, et au-delà de la Sioule, les gneiss laminés du ruisseau des Fougères. Dans la région de Blot-l'Eglise, elle s'infléchit vers le Nord, pour suivre ensuite la limite sud des micaschistes

qu'elle met en contact indifféremment avec le granite, les gneiss à biotite et sillimanite et les migmatites. Au Sud de Sainte-Christine, elle s'infléchit à nouveau vers le Nord, contournant la localité et mettant ensuite en contact, dans la région de Matas, les gneiss à deux micas et les migmatites. Au-delà, sur 3 kilomètres environ, la dislocation de Saint-Pardoux a peut-être été effacée par la granitisation de Champs, mais on retrouve ensuite des roches laminées au Sud du bassin d'Ebreuil. Enfin, le long du horst de Jenzat, les roches laminées sont très développées (groupe de Rochefort). Là, la faille bordière du horst de Jenzat coïncide avec le tracé de la dislocation de Saint-Pardoux. Enfin, un peu plus au Nord, l'orientation très accusée du granite de Chantelle témoigne de la proximité probable du même accident. Celui-ci se prolonge vraisemblablement plus loin encore vers le Nord-Est. L'extension reconnue de la dislocation de Saint-Pardoux - Sainte-Christine est donc considérable. Elle n'est interrompue que par les grands accidents qui limitent la région étudiée : le Sillon houiller et la faille de Limagne.

Il y a tout lieu de penser que cet accident représente l'un des traits majeurs de l'architecture du Massif Central et qu'on pourrait le retrouver en d'autres secteurs. Son tracé en baïonnette, dû à des décrochements ultérieurs, montre les directions où il faut aller le rechercher : d'une part vers le Nord-Est, c'est-à-dire en direction du Morvan, d'autre part au Sud-Ouest. Dès à présent on peut indiquer, encore à titre un peu hypothétique, que son prolongement doit se trouver au Sud-Ouest, vers Thalamy, dans les accidents situés au Nord du massif granitique d'Ussel.

Sur le plan local, il faut connaître la dislocation de Saint-Pardoux pour comprendre la partie méridionale de la région étudiée. C'est elle qui est responsable des discontinuités zonéographiques de la région de Saint-Pardoux et de Blot-l'Eglise. Elle explique également pour une part la disposition locale de la foliation et des axes des plis. Elle semble jouer enfin un rôle de barrière pour les minéralisations plombifères du district de Saint-Pardoux.

Quel type de mouvement révèle sa présence ? L'examen des linéations et des microplis permet de répondre à cette question. Le long de la dislocation, les roches présentent une linéation généralement très marquée ; c'est particulièrement le cas entre Blot-l'Eglise et le Sillon houiller. Cette linéation, plongeant légèrement Ouest et orientée W.NW-E.SE, comme le bord nord du granite de Saint-Gervais, est un axe b. On en trouve la preuve sur les rochers du bord du plateau, rive droite du ruisseau des Fougères, près de Lisseuil. Là, on observe en effet l'association de cette linéation avec des microplis de même axe déversés vers le Sud.

En outre, dans la zone affectée par le laminage le long de la dislocation, il est évident qu'il y a transfert

de foliation et qu'une foliation seconde se surimpose à la schistosité cristallophyllienne initiale. Ceci s'observe fort bien dans les gneiss et les migmatites laminées, entre Ayat et Sainte-Christine.

L'ensemble de ces faits peut être interprété de la manière suivante : la dislocation de Saint-Pardoux est le témoin visible d'un important charriage des terrains situés au Nord, sur ceux situés au Sud. J'appellerai *unité bourbonnaise ou de la Sioule* l'ensemble des terrains charriés et *unité arverne ou de Blot-l'Eglise*, l'autochtone. Un tel charriage avait déjà été pressenti par DEMAY (1948 a). Il ne suffit cependant pas, comme nous le verrons, pour expliquer l'inversion des zones de métamorphisme dans la série cristallophyllienne de la Sioule.

IV. LA FOLIATION

1. La signification

L'anisotropie plane ou foliation est l'une des caractéristiques géométriques principales des schistes cristallins. L'étude de son orientation et de sa répartition montre que la foliation dessine ici des « antiformes », là des « synformes », tandis qu'ailleurs elle peut être horizontale ou présenter des replis multiples. Son importance est donc majeure dans l'étude tectonique des régions métamorphiques.

Mais une difficulté se présente : on ne sait pas toujours bien ce que représente le plan de foliation. Elucider les rapports de la foliation avec le litage sédimentaire initial d'une part et avec la schistosité au sens de FOURMARIER d'autre part, est à l'heure actuelle un problème important de l'étude des schistes cristallins.

La diversité des interprétations fortement étayées qui ont été formulées à ce sujet, depuis plus de soixante ans, laisse d'ailleurs prévoir que ce problème présente plusieurs solutions et qu'il n'existe pas d'explication universelle de cette anisotropie plane. Une explication proposée par VIALON et l'auteur (J. GRO-LIER et P. VIALON, 1965) fait de la foliation l'homologue de la schistosité au sens de FOURMARIER : dans un certain nombre de cas, ce serait une « foliation de plan axial », liée génétiquement à l'apparition de plis isoclinaux. Cette conception s'appuie sur des observations effectuées tant dans le Massif Central que dans les Alpes piémontaises. En ce qui concerne la série cristallophyllienne de la Sioule, les arguments qui viennent à l'appui de cette thèse sont les suivants :

Les cartes hors texte (carte des foliations ou carte structurale comparées aux isogrades de la carte géo-

logique) montrent que la direction moyenne de la foliation n'est pas toujours — bien que ce soit le cas le plus fréquent — parallèle à la trace des isogrades sur la surface topographique. L'obliquité apparaît en deux secteurs :

— au Sud-Ouest du massif granitique d'Echassières, dans l'antiforme de La Bosse, l'isograde défini par la limite de la zone des micaschistes et de la zone des gneiss à deux micas, est oblique sur les directions de foliation ;

— près de Lisseuil, partie sud de la synforme du Pont de Menat, le même isograde se ferme à l'Ouest ; il est par conséquent localement transverse à la foliation dont l'orientation, ici sensiblement constante, est est-ouest.

Les isogrades ne sont donc pas systématiquement parallèles à la foliation. On ne saurait d'ailleurs considérer qu'ils doivent l'être par principe. En effet, si la position et l'existence même des isogrades dépendent de tout l'ensemble des facteurs (charge, température, pression orientée, pression des fluides, vitesses de réaction) qui déterminent le métamorphisme, il est vraisemblable, pour de simples raisons de symétrie, que la foliation elle-même n'est déterminée que par certains d'entre eux, voire même par un seul : la pression orientée.

A l'argument cartographique vient s'adjoindre celui que l'on tire de l'observation d'innombrables plis isoclinaux, en particulier les plis intrafoliaux ⁽¹⁾ de la carrière de Chouvigny. Ceux-ci, déjà décrits (chap. II), et dans l'article déjà cité (J. GROLIER et P. VIALON, 1965) ne peuvent, du fait de leur forme symétrique, être interprétés comme des plis d'entraînement apparus lors d'un éventuel glissement couche à couche. Ils s'inscrivent vraisemblablement dans un pli couché subisoclinal de grande ampleur, comme le suggère d'ailleurs le léger écart angulaire des strates observé entre le haut et le bas de la carrière (fig. II h.t.). La foliation est disposée ici comme le plan axial des plis. Etant donné que l'existence de plis intrafoliaux est, d'une manière générale (TURNER et WEISS, 1963, p. 116) l'indice d'une transposition de surface ⁽²⁾, on est amené à cette double conclusion :

— qu'un plissement isoclinal, généralisé, est peut-être à l'origine de la foliation ;

(1) Pli intrafolial (« intrafolial folds », TURNER et WEISS, 1963, p. 116) : pli isoclinal perturbant légèrement une foliation uniformément plane par ailleurs. Les flancs du pli sont très rapprochés, le style est subisoclinal et le plan axial voisin de la foliation.

(2) Transposition de surface (TURNER et WEISS, 1963, p. 94 et 117) : développement d'une foliation s_2 avec effacement corrélatif du litage sédimentaire s_1 ou d'une foliation ancienne s_1 , sous l'effet d'un plissement, s_1 et s_2 n'ont pas la même orientation.

— que le parallélisme apparent foliation-stratification est fortuit : aux charnières, la foliation est oblique sur la stratification.

Cette transposition de surface n'est pas seulement indiquée par les plis isoclinaux. Elle l'est aussi par des échantillons tels que ceux représentés par les figures 68 et 69. L'échantillon (fig. 69) a été prélevé par



FIG. 68. — Obliquité foliation-stratification, vallée de la Bouble au Nord de Bellenaves.

J.-M. CANTAGREL, lors de son étude sur le granite d'Echassières et son environnement. Or ce chercheur n'avait pas pour préoccupation systématique d'étudier les déformations mineures. Son observation n'en a donc que plus d'intérêt. L'obliquité foliation-stratification est ici évidente.



FIG. 69. — Obliquité foliation-stratification route N. 689 près de Grand-Châtel, échantillon J.-M. CANTAGREL, collection Faculté des Sciences Clermont-Ferrand.

En somme, dans l'étude des schistes cristallins, il paraît prudent de considérer la stratification, la foliation (ou les foliations successives) et les isogrades comme *a priori* indépendants. En effet, le problème des séries cristallophylliennes inverses se présente comme un casse-tête insoluble si l'on prend comme principe de départ que ces différentes surfaces sont *a priori* parallèles. Au contraire si, tenant compte de l'ensemble des faits observés, on admet qu'elles sont parfois indépendantes, on peut alors concevoir diffé-

rents schémas explicatifs. L'un de ceux-ci (fig. 70) a été proposé récemment (J. GROLIER, 1963).

Sur la figure 70, la stratification est notée σ , tandis que s est un clivage schisteux (schistosité) développé parallèlement aux plans axiaux des plis. Ce schéma suppose que s , qui est une schistosité de FOURMARIER dans la zone des schistes non métamorphiques, passe sans changement d'orientation à une véritable foliation dans les zones profondes (le terme de foliation désignant ici l'anisotropie plane des schistes cristallins et celle-ci n'étant pas nécessairement parallèle

normale, dans les mêmes conditions, et elle l'est effectivement.

Ce schéma illustre bien l'importance fondamentale que revêt l'interprétation de la foliation dans l'étude des séries cristallophylliennes inverses. Le problème des séries inverses est lié à celui de la foliation. Nous verrons plus loin dans quelle mesure le schéma de la figure 70 s'applique à la série cristallophyllienne de la Sioule.

Mais avant d'étudier comment se dispose la foliation dans la région étudiée, il convient de signaler

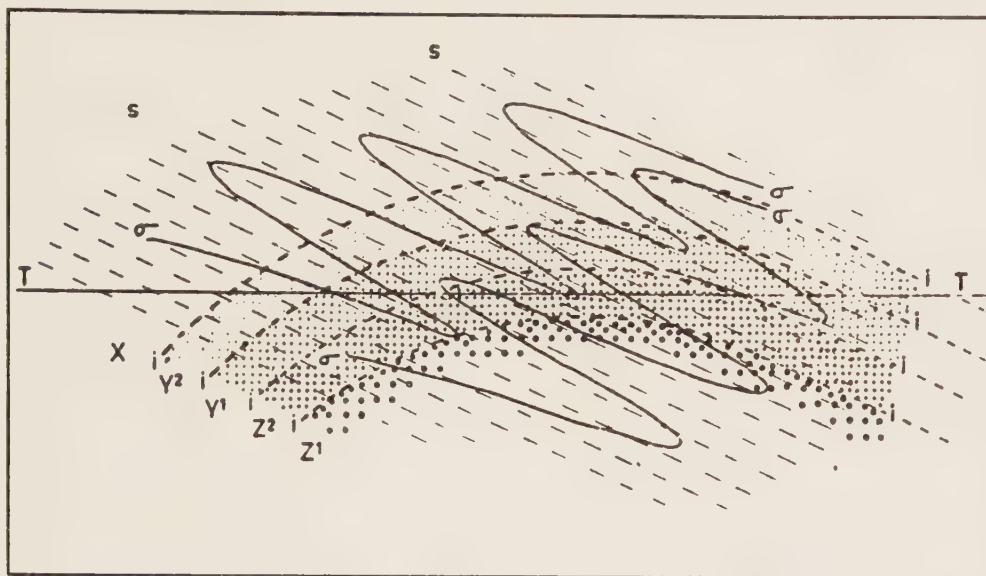


FIG. 70. — Un schéma des relations possibles entre les isogrades, la foliation et la stratification.

à la stratification). Les isogrades i sont superposés dans un ordre normal et traduisent un métamorphisme croissant avec la profondeur. X , Y^2 , Y^1 , Z^2 et Z^1 sont les zones de JUNG et ROQUES, depuis les roches non métamorphiques jusqu'aux gneiss à biotite et sillimanite. Les isogrades i sont indépendants de la stratification et peuvent évidemment présenter au surplus des indentations, si le plissement isoclinal s'est poursuivi postérieurement à l'avancée ultime des fronts de transformation. TT désigne la surface topographique.

En fait, dans une région telle que celle qui est représentée par la partie gauche de la figure, on ne connaît des isogrades que leur intersection avec la surface topographique, et si l'on imagine qu'en profondeur les isogrades sont par principe parallèles à la foliation, on aura l'illusion d'avoir affaire à une disposition zonéographique inverse. Dans la partie droite de la figure, la disposition zonéographique apparaîtra

qu'il existe, pour la série de la Sioule, au moins deux générations successives de foliation et peut-être trois.

Ce sont, de la plus récente à la plus ancienne :

- une foliation s_3 qui est une foliation de laminage ;
- une foliation s_2 qui est une foliation de plan axial ;
- une foliation s_1 , correspondant aux stades initiaux de la recristallisation métamorphique et qui serait une foliation de cristallisation mimétique.

s_3 , foliation de laminage, est surimposée à s_2 et à s_1 . On l'observe tout le long de la zone de dislocation de Saint-Pardoux - Sainte-Christine. On ne peut distinguer s_1 et s_2 que dans les cas très rares où, comme à la carrière de Chouvigny, on observe des plis intrafoliaux. De ce fait, s_1 a une existence hypothétique. Par contre, s_2 a une existence certaine, mais on ignore quelle est sa valeur de généralité. Toute foliation est-elle une foliation de plan axial ou bien la foliation de

plan axial se superpose-t-elle, de façon plus ou moins sporadique, à une foliation plus ancienne, de recristallisation mimétique ?

Les cartes hors texte et les diagrammes de la figure 71 indiquent la foliation la plus apparente. Il est bien évident que, dans une analyse complète et exhaustive, les cartes doivent indiquer en tout lieu la position des différentes surfaces : la position du litage stratigraphique initial et celle des surfaces de

foliations qui, ultérieurement, s'y sont superposées voire même substituées. Une telle analyse n'a pas été réalisée dans cette région, parce que de nombreux affleurements sont médiocres et peu étendus, parce que la série est monotone et par conséquent pauvre en repères stratigraphiques et enfin parce que l'existence de plusieurs surfaces de foliations distinctes ne s'est imposée que tardivement à l'esprit de l'auteur, alors que les levés étaient déjà très avancés.

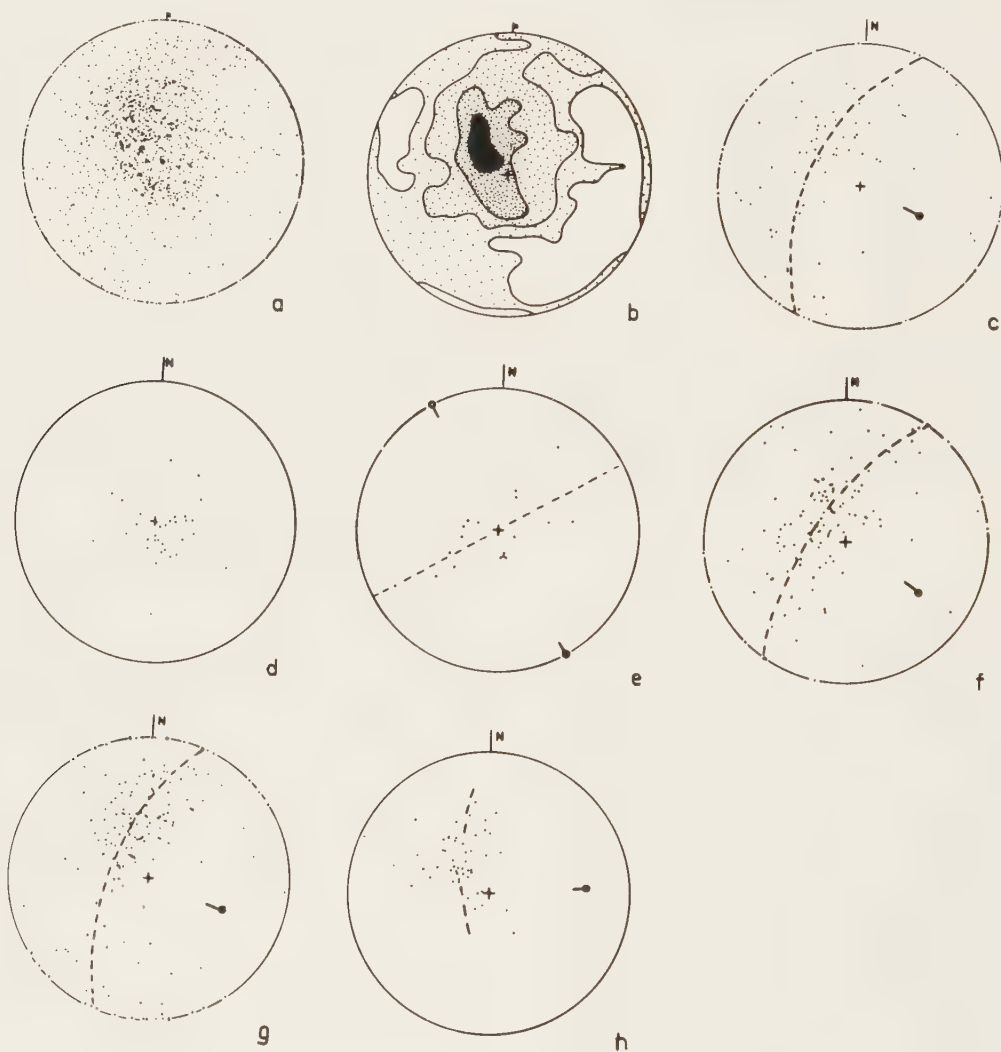


FIG. 71. — Diagramme des foliations.

- a, b : Canevas de SCHMIDT } hémisphère supérieur.
- c, h : Canevas de WULFF }
- a : Diagramme des foliations pour l'ensemble de la région (la couverture, les cornéennes de Chiroux et les schistes cristallins pincés dans le Sillon houiller sont exclus). 1 060 points.
- b : Id. Courbes 5,1 %, 4,2 %, 3,8 %, 0,9 %, 0,4 %.
- c : Antiforme de Vernusse.
- d : Gneiss et migmatites au voisinage du granite de Chantelle.
- e : Gneiss et migmatites de l'unité de Fleuriel (groupe de Breuilly-Cesset).
- f : Gneiss à biotite et sillimanite et migmatites de la synforme du Pont de Menat (les migmatites situées au Nord de Saint-Éloy sont exclues).
- g : Gneiss à biotite et sillimanite et migmatites de l'antiforme de La Bosse.
- h : Gneiss à deux micas de l'antiforme de La Bosse (à l'exclusion de la bordure du bassin d'Ébreuil).

2. Son orientation

Les diagrammes statistiques indiquent la fréquence des diverses orientations de la foliation pour l'ensemble de la région étudiée. Les diagrammes (fig. 71 a et b) montrent que les directions Est-Ouest et les directions voisines sont les plus fréquentes avec des pendages de 0 à 65°, le plus souvent vers le Nord. Ces diagrammes globaux présentent une dispersion relativement importante, comme on pouvait s'y attendre pour une région aussi étendue. A eux seuls ils laissent présager d'une histoire tectonique complexe. La prédominance des pendages vers le Nord et le Nord-Est suggère en outre un développement particulier des flancs nords des plis et par conséquent un style en plis déversés vers le Sud. Ceci sera précisé plus loin par l'examen des cartes et des coupes. Les diagrammes suivants (fig. 71) indiquent comment s'organise la foliation dans les différentes unités, et les cartes hors texte donnent la représentation géographique de la foliation.

La carte des foliations (hors texte) indique la position de la foliation en chaque point d'observation. Selon le cas, il s'agit d'une valeur moyenne, lorsque l'on dispose de plusieurs valeurs, ou bien d'une mesure unique. Une seconde carte, plus synthétique, raccorde les directions de foliations là où celles-ci sont à peu près constantes. Elle fait apparaître clairement les grandes unités structurales. Dans le Nord, la foliation est systématiquement orientée N.NE-S.SW mais en allant vers le Sud elle s'incurve, passe à Est-Ouest puis E.NE-W.SW. C'est l'antiforme de Vernusse. Comme les pendages de la foliation sont inclinés presque toujours vers le Nord-Ouest ou vers le Nord, il s'agit d'un pli couché plongeant. Sa dimension est importante, puisque ce pli couvre, à lui seul, une étendue de 15 × 10 kilomètres, soit environ le quart de la surface occupée par les schistes cristallins dans la région étudiée.

Au Sud de l'antiforme de Vernusse, la foliation varie en direction d'Est-Ouest à NE-SW en allant vers le Sillon houiller et à NW-SE au Sud du granite d'Echassières. La disposition est périclinale. C'est ce qui définit l'antiforme de La Bosse. Plus au Sud, l'antiforme de La Bosse passe en continuité à la synforme du Pont de Menat, qui occupe toute la région entre le Sillon houiller et le massif microgranitique de Pouzol-Servant et à la synforme de Saint-Gal, située à l'Est du massif de Pouzol-Servant.

Bien évidemment, les limites que l'on peut tracer entre chacune de ces grandes unités structurales sont arbitraires, puisque le flanc d'une antiforme est en même temps le flanc de la synforme qui lui fait suite. En outre, on remarque une tendance à la diminution de l'ampleur des plis lorsque l'on se dirige vers le

Sud : l'antiforme de La Bosse est déjà un peu moindre que celle de Vernusse, les synformes du Pont de Menat et de Saint-Gal sont nettement plus petites. On aboutit ainsi vers le Sud à la dislocation de Saint-Pardoux, zone étroite, constituée de roches laminées, qui apporte une discontinuité dans le schéma d'ensemble de la région. La carte suggère les replis que l'on observe dans l'unité de Blot-l'Eglise, c'est-à-dire au Sud de la dislocation de Saint-Pardoux.

Des complications affectent différents secteurs. Les cartes hors texte montrent des changements brusques d'orientation de la foliation, notamment aux abords du bassin de Saint-Eloy et au voisinage de la Limagne. Certains de ces changements traduisent une superposition de plissement. Ceci est particulièrement net dans la moitié ouest du horst de Jenzat, où les foliations dessinent une antiforme de direction axiale subméridienne, tandis que l'on observe des plis couchés remarquables d'axe à peu près Est-Ouest, dans la carrière de Neuviat située au flanc est de cette antiforme. D'autres changements brusques dans la direction de foliation relèvent plutôt de phénomènes de basculement en blocs et, de ce fait, de la tectonique cassante. C'est le cas pour la zone de passage du bassin d'Ebreuil à l'antiforme de La Bosse.

Chacune des grandes unités structurales ainsi définie possède son style propre. Certains plis ont une symétrie monoclinique approchée, notamment l'antiforme de Vernusse et la synforme du Pont de Menat ; d'autres au contraire s'écartent beaucoup de la symétrie monoclinique, c'est le cas pour l'antiforme de La Bosse et la synforme de Saint-Gal. En outre, les orientations axiales définies par la foliation montrent quelques changements. Ceci est analysé pour l'ensemble de la région dans les diagrammes (fig. 71 et 72).

Ils font apparaître l'existence de deux plissements superposés, l'un de direction W.NW-E.SE à NW-SE, l'autre N.NE-S.SW, c'est-à-dire sensiblement à angle droit. C'est là une circonstance favorable pour le choix de l'orientation des coupes : celles-ci seront à la fois transversales et longitudinales selon le plissement considéré.

V. LES STRUCTURES ET DÉFORMATIONS MINEURES

Les structures et déformations mineures intéressent à la fois le pétrographe et le tectonicien. Celui-ci les classe en vue d'établir leur mode et leur ordre de formation, celui-là note les types que l'on rencontre dans les différentes roches. On envisagera donc ici les structures et déformations mineures, d'abord sous l'angle de leur classification systématique, puis sous

celui de leur répartition dans les principaux faciès pétrographiques. On examinera ensuite leur répartition géographique et leur orientation dans l'espace. En dernier lieu, l'interprétation cinématique des faits observés mènera à l'établissement d'un ordre de succession des phases de déformation.

1. Linéations, meneaux, boudins

a) LES LINÉATIONS

Les linéations les plus apparentes sont, dans la région étudiée, de deux types :

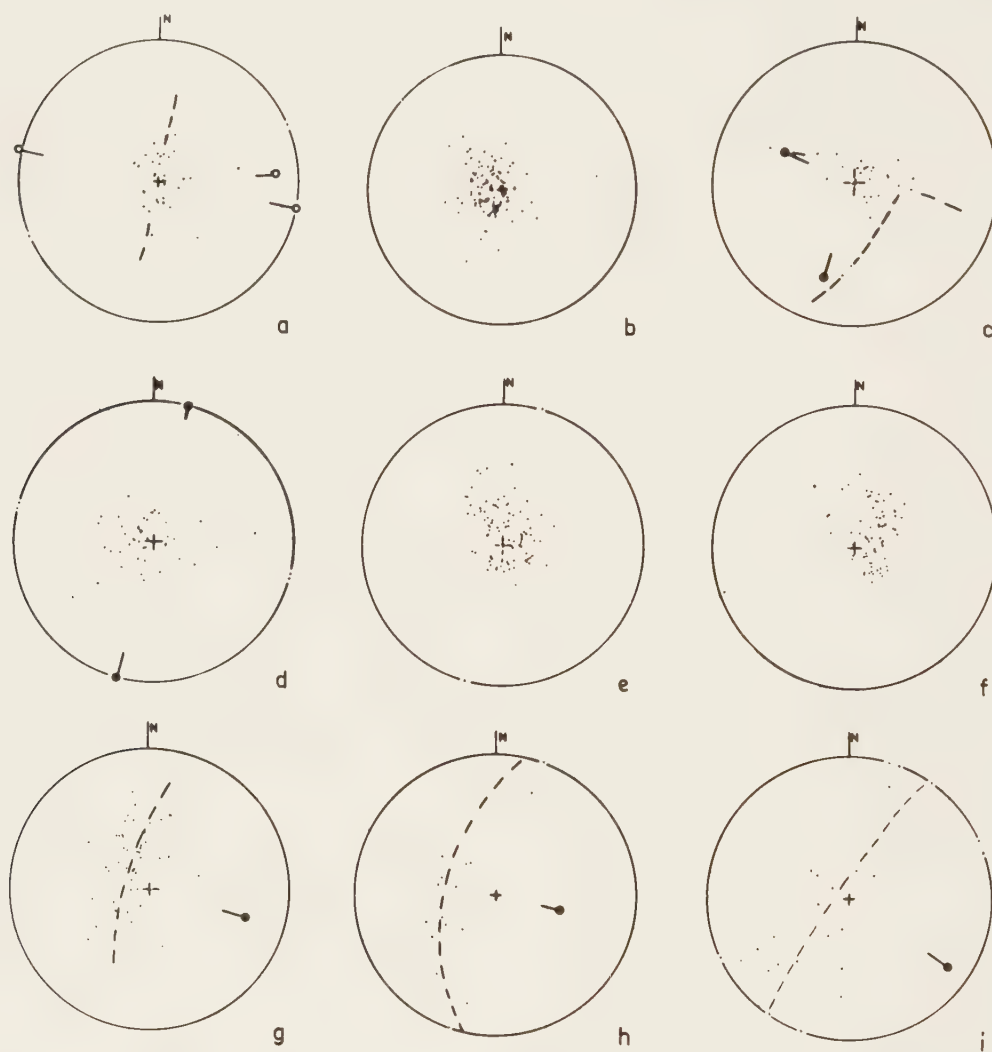


FIG. 72. — Diagramme des foliations. Canevas de WULFF.

- a : Gneiss à deux micas et gneiss à deux micas et sillimanite de l'antiforme de La Bosse, en bordure du bassin d'Ébreuil. Le secteur considéré est limité par la zone des micaschistes, le bassin d'Ébreuil, la route Bellenaves-Montmarault et, au Sud, par une ligne allant des Grandes-Guyon à Mercurol.
- b : Micaschistes de l'antiforme de La Bosse.
- c : Micaschistes et gneiss du horst de Jenzat à l'Est de la faille de Neuvial.
- d : Gneiss et micaschistes à deux micas du horst de Jenzat à l'Ouest de la faille de Neuvial.
- e : Gneiss à biotite et sillimanite et gneiss à deux micas et sillimanite de la synforme de Saint-Gal.
- f : Micaschistes et gneiss à deux micas de la synforme de Saint-Gal.
- g : Micaschistes de Lisseuil-Saint-Pardoux, synformes de Saint-Gal et du Pont de Menat.
- h : Gneiss à biotite et sillimanite de l'Unité de Blot-l'Église.
- i : Migmatites de Saint-Pardoux.

— linéations minérales : alignements de minéraux (sillimanite, biotite) ;

— linéations structurales : gaufrage ou ondulations serrées à la surface des feuillets micacés.

Les diagrammes (fig. 73) rendent compte de leur orientation. La carte des linéations (hors texte) indi-

remarquable par la variété et l'homoaxie des objets tectoniques de différentes tailles que l'on peut y voir : linéations, meneaux, microplis et plis de 20 mètres d'ampleur. On a noté également des meneaux et des rouleaux dans les roches extraites par des labours profonds au Nord-Ouest de Pouzol. Leur orientation n'est pas connue.

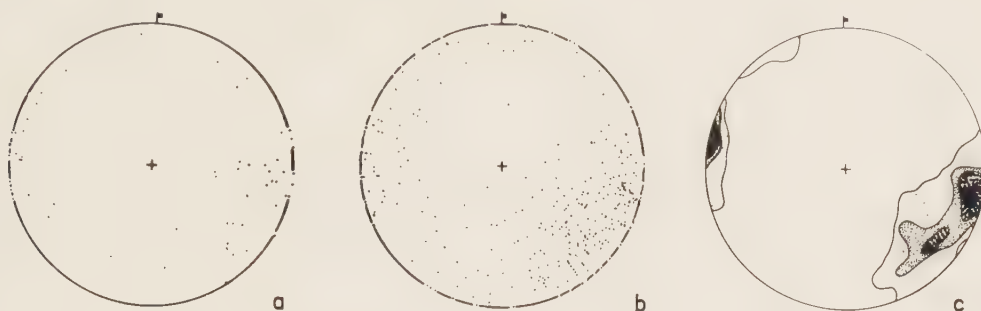


FIG. 73 — Diagramme des linéations. Canevas de SCHMIDT.

a : Alignements de minéraux.

b : Axes et linéations b (gaufrage, etc.), à l'exclusion des alignements minéraux. 292 points.

c : Id. Courbes 9,1 %, 5,1 %, 3,4 %, 1,7 %.

que leur répartition régionale. Elle fait apparaître une prédominance remarquable de la direction W.NW-E.SE pour les linéations structurales avec plongement généralement vers l'Ouest. Il y a en général homoaxie nette avec les microplis observés dans chaque secteur. Les mesures de linéations minérales ne sont pas en nombre suffisant pour qu'on puisse en donner une interprétation valable.

b) LES MENEAUX

Les meneaux (voir glossaire) diffèrent des linéations structurales, principalement par l'ordre de grandeur. On peut en observer de beaux exemples, dans la vallée de la Sioule en aval de Lisseuil (fig. 74) et dans la carrière de Neuviel. Celle-ci est d'ailleurs

c) BOUDINAGE

Le boudinage est une déformation assez fréquente dans les schistes cristallins de la série de la Sioule. Il se manifeste en certains secteurs seulement, ceux où les roches ont subi un étirement. Il est favorisé, comme on pouvait s'y attendre, par une hétérogénéité lithologique. En général, le corps du boudin est constitué par un gneiss nettement quartzo-feldspathique d'allure leptynique par rapport au gneiss plus riche en micas qui l'emballe.

La figure 74 donne un exemple de boudinage, près de Saint-Eloy. On a pu en observer quantité d'autres, notamment à la carrière du Pont Villard sur la Boule (route Montmarault - Bellenaves) et tout le long du ruisseau de la Veauce.

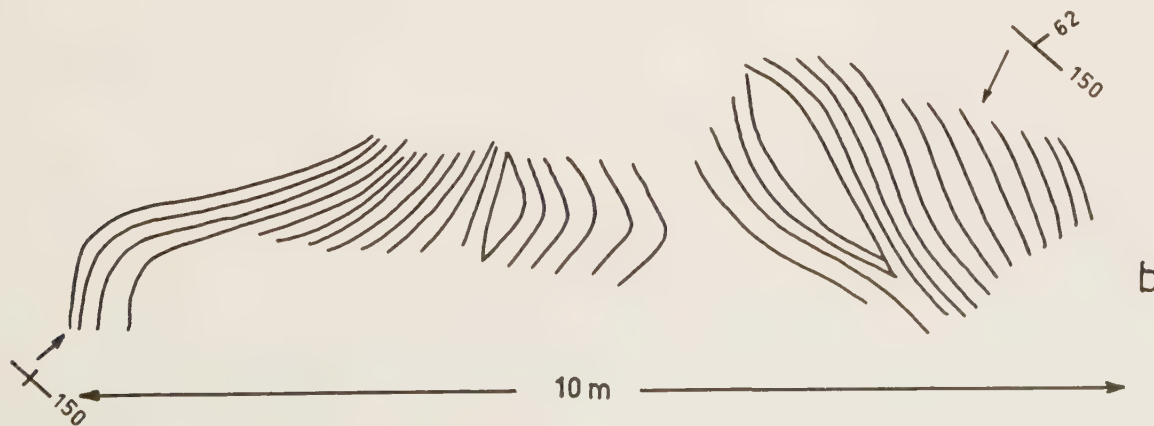


FIG. 74. — Boudinage dans les gneiss. Route du barrage du ruisseau de la Boule près de Saint-Eloy.

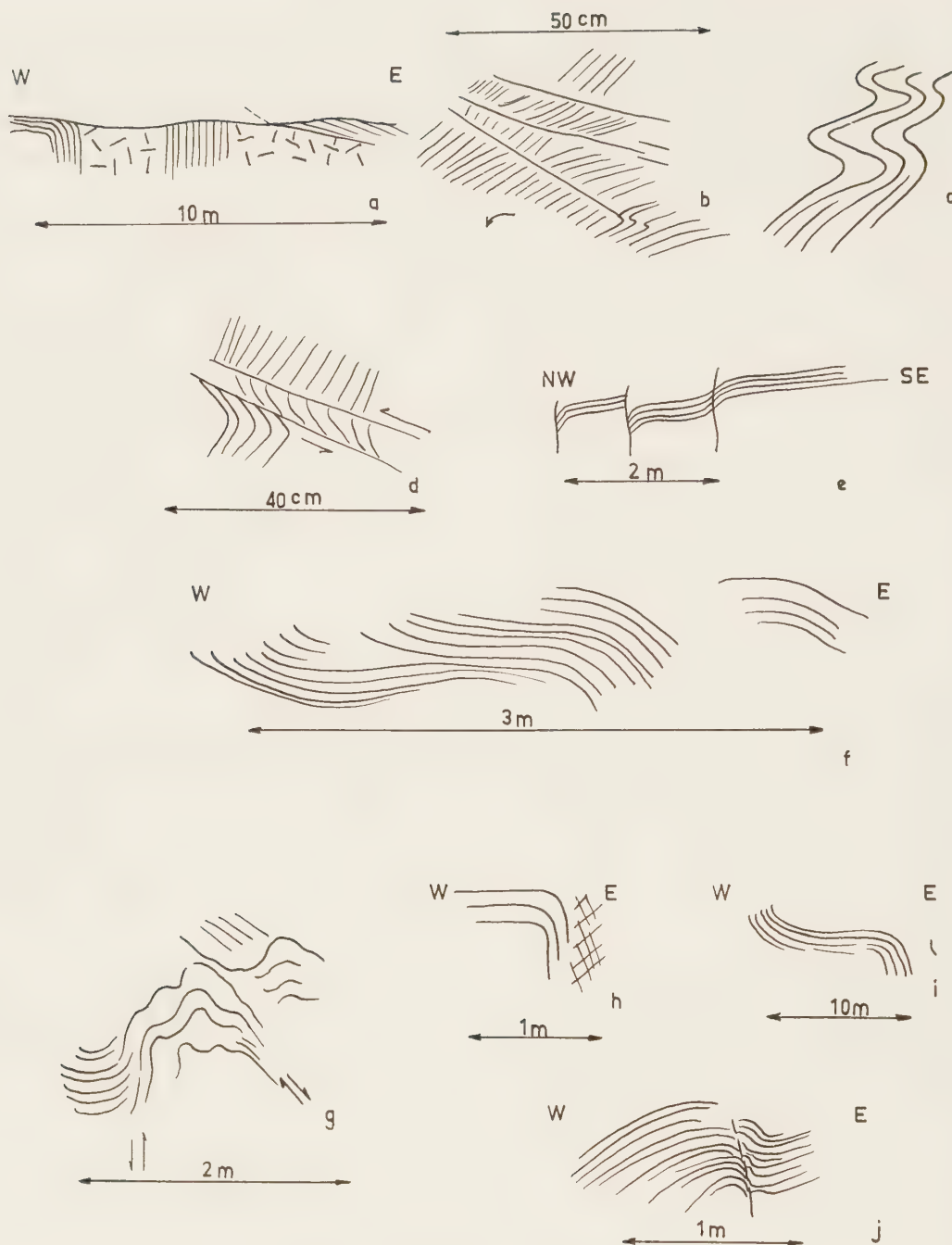


FIG. 75 — Plis-flexures et plis-failles.

Voisinage du Sillon houiller :

a : Contacts micaschistes-granite à muscovite, 1 km au Nord de Bussière-sous-Montaigut.

b, c, d : Plis en zig-zag et crochons de petites failles. Gneiss à biotite et sillimanite de la bordure est du Sillon houiller. Route N. 143, rive droite de la Bouble.

Antiforme de La Bosse :

e : Flexures en escalier soulignées de petites failles verticales NE-SW. Micaschistes, 2 km au Sud de Coutansouze.

f : Flexures à grand rayon de courbure. Micaschistes du gîte à andalousite situé 2 km au NE de la Croix-de-Bois.

g : Charnière dans les migmatites du Pont Villaume. Route de Lapeyrouse, à l'aiguillage du chemin de fer à voie étroite.

h : Flexure jalonnée de mylonite. Gneiss à deux micas. Chemin au SW du Bray, près de Bellenave.

Synforme du Pont de Menat :

i : Pli en chaise. Gneiss à deux micas. Rive gauche de la Sioule au Sud de Rochefort.

j : Petit pli. Groupe de Rochefort. Rive gauche de la Sioule au Sud de Rochefort.

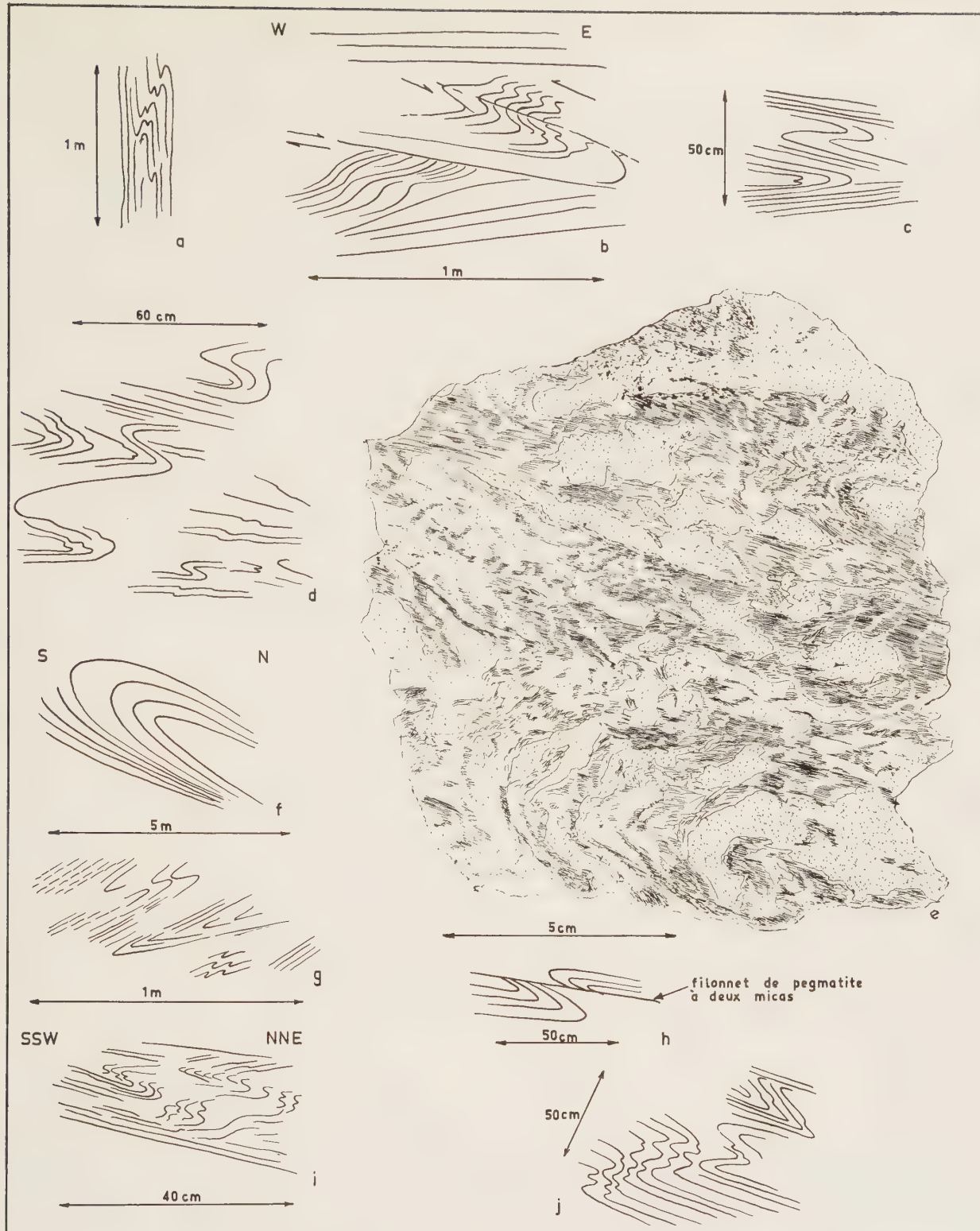


FIG. 76. — *Plis isoclinaux et plis intrafoliaux.*

Antiforme de La Bosse :

- a : Plis intrafoliaux. Gneiss grossiers. Route Bellenaves-Montmarault, rive gauche de la Bouble.
- b : Id. Migmatites. Carrières du ruisseau Bellon, route Bellenaves-Montmarault (carrière inférieure).
- c : Plis isoclinaux. Gneiss à deux micas et sillimanite. Balady, près de Bellenaves.
- d : Plis en zig-zag. Gneiss à deux micas et sillimanite. Tranchée de la voie de chemin de fer au S.S.W de Balady.
- e : Microplis. Gneiss à deux micas et sillimanite, 500 m au SW du Bray près de Bellenaves.

Unité de Fleuriel (groupe de Breuilly-Cesset) :

- f : Pli isoclinal de la carrière de Breuilly-Cesset.

Synforme du Pont de Menat :

- g : Gneiss à deux micas. Busseret (SW du Pont de Menat).

Synforme de Saint-Gal :

- h : Pli intrafolial tronçonné. Un filonnet de pegmatite s'est ultérieurement développé le long de la fissure. Gneiss à deux micas. Carrière de Chouvigny.
- i : Plis intrafoliaux. Gneiss à deux micas. NW de Machal près de Pouzol.
- j : Microplis. Gneiss à deux micas. NW de Machal près de Pouzol.

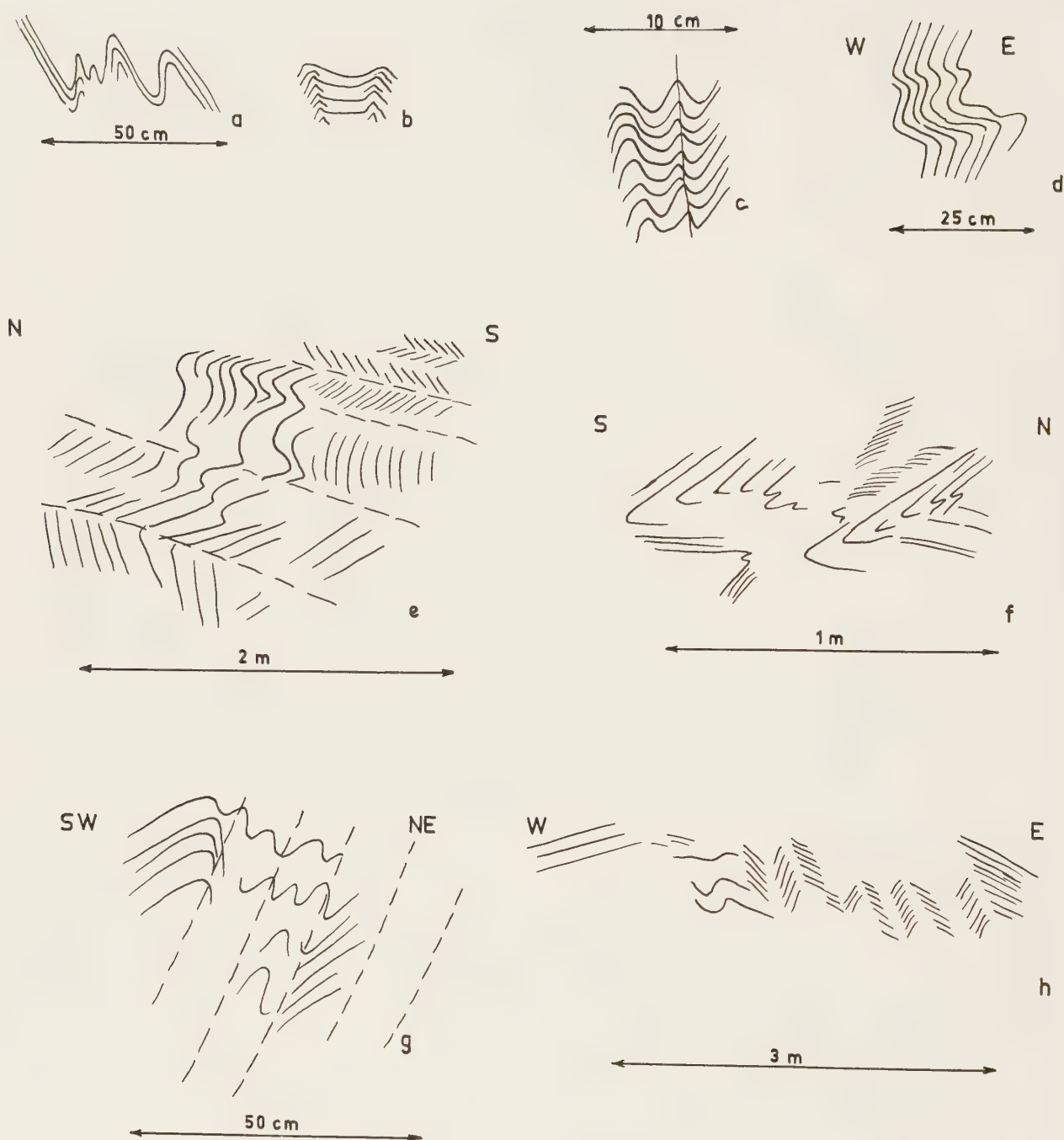


FIG. 77. — *Plis en chevrons.*

- a : Gneiss à biotite et sillimanite. Viaduc sur la Bouble, près de Louroux-de-Bouble.
 b : Microplis conjugués. Dessin d'après échantillon, Est de Louroux-de-Bouble, lisière du Boismal.
 c : Gneiss à biotite. Banassat.
 d : Microplis en chevrons. Lieu-dit Au Mauvais Pas, 2 km au NW de Saint-Éloy.
 e : Microplis en chevrons et schistosité de fracture naissante. Gneiss à deux micas. Sud de Marcillat.
 f : Microplis en zig-zag. Micaschistes. Les Picards (Nord de Saint-Pardoux).
 g : Microplis en chevrons et schistosité de fracture. Gneiss à biotite et sillimanite. Ancienne mine, près de Gourlange
 h : Microplis en chevrons. Gneiss à deux micas. 2 km à l'Est de Sainte-Christine.

2. Les microplis

Etant entendu que l'on ne considère dans ce paragraphe que les déformations d'ordre de grandeur mésoscopique (échelle de l'affleurement et de l'échantillon), les types de plis observés dans les schistes cristallins de la série de la Sioule sont les suivants :

- plis-flexures et plis-failles ;
- plis isoclinaux ;
- plis en chevrons ;
- plis conjugués ;
- plis à charnière ronde ;
- plis polyclinaux ou en fibres ;
- plis symmigmatiques ;
- plis superposés ;
- plis confus n'entrant dans aucune catégorie bien définie.

Cette classification reprend, en la complétant, celle qui a été proposée dans une note précédente (J. GRO-LIER, 1961 b).

a) PLIS-FLEXURES ET PLIS-FAILLES

Tout un ensemble de microplis est en relation avec les mouvements de la tectonique cassante. Il s'agit de petites flexures et de petits plis-failles. On les observe notamment (fig. 75) à la bordure du Sillon houiller, dans l'antiforme de La Bosse, le horst de Jenzat, la synforme du Pont de Menat et à la bordure ouest du massif de Pouzol-Servant. Là, les plans de cisaillement, inclinés vers le massif et l'allure des plis (fig. XIII, hors texte) indiquent un mouvement relatif d'Est en Ouest, qui fut vraisemblablement celui de la montée du microgranite.

b) PLIS ISOCLINiaux

Les plis isoclinaux sont caractérisés par un développement particulier des flancs, lesquels ne s'écartent guère du plan axial. La charnière est arrondie dans les roches quartzo-feldspathiques, elle est aiguë dans les roches essentiellement micacées.

Ce type de plis n'est pas confiné aux zones de gneiss, contrairement à ce qui avait pu paraître (J. GRO-LIER, 1961). Les plis isoclinaux se trouvent à peu près partout : dans la zone des micaschistes, dans celle des gneiss à deux micas et des gneiss à biotite et sillimanite, dans les migmatites et dans les roches du groupe de Breuilley-Cesset (fig. 76). Certes, c'est dans

les gneiss qu'on les a trouvés le plus fréquemment, mais ailleurs leur rareté relative ou apparente est due aux médiocres conditions d'affleurement dans les micaschistes et, dans les migmatites, à la recristallisation qui les a probablement souvent effacés.

La fréquence et la généralité des plis isoclinaux dans la série de la Sioule sont importantes pour l'interprétation tectonique. Elles montrent qu'il y a eu transposition de surfaces. Ceci est particulièrement net dans le cas où, comme à la carrière de Chouvi-gny, il s'agit de plis intrafoliaux. En d'autres termes, il y a tout lieu de penser que l'ensemble de la série de la Sioule a subi un plissement isoclinal généralisé et que le parallélisme apparent de la foliation et de la stratification est le fait même de ce style.

c) PLIS EN CHEVRONS

On observe des plis en chevrons d'ordre millimétrique à métrique. Ces plis, à charnières aiguës et flancs droits, présentent quelques variantes : les uns sont symétriques, d'autres asymétriques. Les plans axiaux sont en gros parallèles, mais présentent parfois dans le détail des inclinaisons diverses. On passe ainsi aux plis conjugués (fig. 77).

On trouve les plis en chevrons principalement dans les micaschistes (J. GRO-LIER, 1961), mais aussi dans les gneiss. En outre, ces plis ont été rencontrés une fois dans des gneiss leucocrates des migmatites laminées de Grandmont, ce qui montre qu'ils représentent une phase tardive de déformation, postérieure au laminage de la dislocation de Saint-Pardoux. Ils sont connus également dans les enclaves micaschisteuses du microgranite de Pouzol-Servant, ce qui établit qu'ils sont antérieurs au microgranite ou contemporains de celui-ci.

Les plis en chevrons sont absents dans toutes les roches autres que les gneiss et les micaschistes. En particulier, je ne les ai jamais rencontrés dans les migmatites.

d) PLIS CONJUGUÉS

Ce type de plis, défini par JOHNSON (1956, cité par G. WILSON, 1961) est constitué par l'association de deux plis dont les plans axiaux s'inclinent l'un vers l'autre. Ils sont relativement rares dans la région étudiée.

e) PLIS A CHARNIÈRES RONDES

On peut réunir sous ce nom un certain nombre de plis qui ont pour caractéristique d'avoir une charnière arrondie et dont la foliation dessine la forme jusque dans le détail. Un certain nombre de plis

observés dans les migmatites s'apparentent à ceux-ci, mais le caractère souvent flou et diffus de leur foliation autorise à les traiter à part (plis symmigmatiques).

Les plis à charnières rondes sont parmi les plus spectaculaires que l'on puisse voir dans cette région (fig. XVIII, hors texte). On les trouve dans les migmatites rubanées et dans les gneiss, mais on ne les observe pas dans les autres catégories de migmatites ni dans les micaschistes.

f) PLIS POLYCLINAUX OU « EN FIBRES »

De façon tout à fait exceptionnelle, on rencontre dans les gneiss un type de plis très particulier : l'axe est bien marqué, mais la surface plissée (cylindriquement) affecte toutes les positions autour de l'axe. Il n'existe donc pas en ce cas de direction préférentielle de la foliation et l'on ne peut non plus définir de plan axial unique (fig. 78).



FIG. 78. — *Micropli polyclinal. Piogat, près de Neuf-Eglise* (dessin grandeur nature).

g) PLIS SYMMIGMATIQUES

Les plis dessinés par les lits plus ou moins diffus de biotite ou plis symmigmatiques ne sont pas très fréquents dans la région. En effet, les gneiss migmatites sont, nous l'avons vu, de type leptynique ou grani-toïde, à foliation plane généralement régulière. On trouve néanmoins quelquefois des plis symmigmatiques (fig. VI, hors texte) dans les faciès de migmatites avec ou sans hornblende.

h) PLIS SUPERPOSÉS

Il arrive, mais c'est très rare, que l'on observe la combinaison — sur un même affleurement, voire

même dans un unique échantillon — de plusieurs types élémentaires de plis. On a alors affaire à des « plis superposés ». Nous verrons plus loin leur localisation.

i) AUTRES PLIS

La figure 79 représente une série de plis, de types intermédiaires ou mal définis, qu'il est préférable de regrouper à part.

j) RAPPEL DES TYPES DE PLIS RENCONTRÉS DANS LES PRINCIPAUX FACIÈS PÉTROGRAPHIQUES

Rassemblant les observations précédentes selon le point de vue du pétrographe, on trouve, à l'échelle mésoscopique :

— dans les micaschistes : des plis en chevrons très fréquents, des plis isoclinaux, des plis conjugués, des plis superposés ;

— dans les gneiss : des plis isoclinaux, des plis en chevrons relativement rares, des plis-failles, des plis conjugués, des plis à charnières rondes, des plis polyclinaux, des plis superposés ;

— dans les migmatites : des plis isoclinaux, des plis à charnières rondes, des plis symmigmatiques.

Ces associations contribuent à définir le style tectonique de chacune des zones de métamorphisme. On voit notamment que la zone des micaschistes est par excellence le domaine des plis en chevrons. Les zones de gneiss offrent un peu tous les types de plis et les plis isoclinaux sont ubiquistes.

3. Répartition des microplis. Orientation de leurs axes et des linéations b

Les microplis isoclinaux se rencontrent principalement dans la moitié nord-est de l'antiforme de La Bosse, notamment près du Pont Villard, de Banassat, du bois du Boulard, près de Balady et du Bray, près de Bellenaves. On en a observé aussi près de l'extrémité nord du bassin de Saint-Eloy, au moulin Parot ; également dans la synforme de Saint-Gal, à Chou-vigny, à Machal à l'Est de Pouzol ; enfin, dans la synforme du Pont de Menat, à Busseret, près de Saint-Rémy-de-Blot et au ruisseau des Pacolles, au Nord de Lisseuil.

D'une manière générale, la répartition des microplis isoclinaux n'est donc pas uniforme. En plus, leur orientation est diverse, comme le montre le dia-

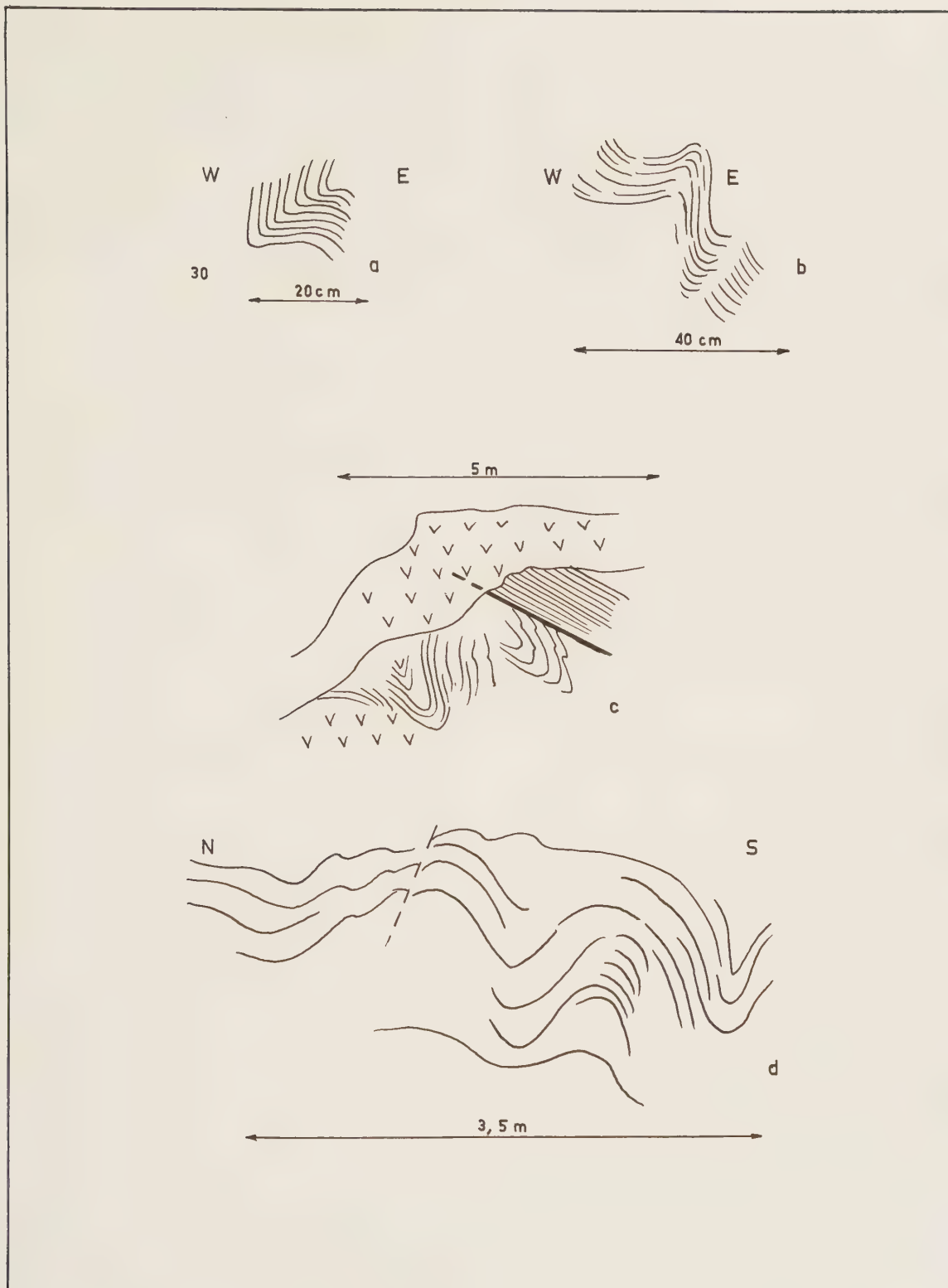


FIG. 79. — *Autres plis.*

- a, b : Microplis à axes verticaux. Bordure Est du Sillon houiller. Gneiss à biotite et sillimanite, près du vieux cimetière de Saint-Éloy, route N. 143.
 c : Plis dans les migmatites de Saint-Pardoux, Petite carrière, à 2 km à l'Est de Saint-Pardoux, route de Fosse.
 d : Plis dans les micaschistes à deux micas du horst de Jenzat, au voisinage du granite de Champs, Sud de Jenzat.

gramme de la figure 80 a. Enfin, le style est loin d'être partout exactement le même, comme l'indique l'ensemble des figure 76 et figure XVI, hors texte. Certains plis sont parfaitement symétriques, d'autres le sont beaucoup moins et peuvent être interprétés de ce fait comme des plis d'entraînement dus au glissement relatif des couches les unes sur les autres.

Un fait important se dégage lorsque l'on examine la répartition des microplis isoclinaux : la plupart des plis N.NE-S.SW et NE-SW sont disposés sensiblement sur un même alignement qui va du bord ouest

de la synforme de Saint-Gal (région de Pouzol) jusqu'à l'extrémité est de l'antiforme de La Bosse (région de Bellenaves). Cet alignement marque peut-être l'emplacement de la charnière d'un grand pli isoclinal d'axe N.NE-S.SW correspondant à la phase de plissement la plus ancienne.

Les plis en chevrons se rencontrent en de nombreux endroits. Cependant certains secteurs en paraissent dépourvus, tels l'antiforme de Vernusse et le horst de Jenzat. Leur orientation est donnée par les diagrammes (fig. 80 b et c) qui montrent une grande

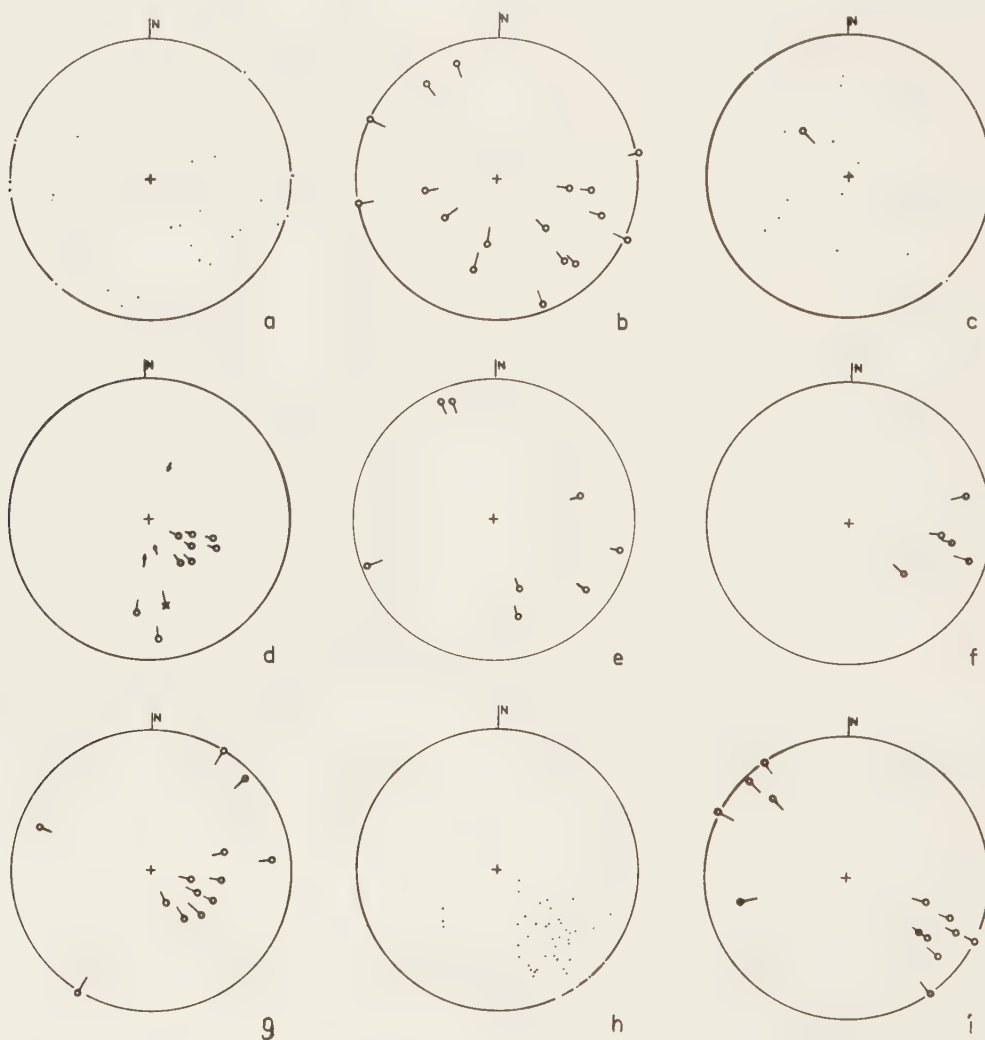


FIG. 80. — Diagrammes des microplis. Canevas de WULFF.

a : Axes de plis isoclinaux.

b : Axes des plis en chevrons.

c : Plans axiaux des plis en chevrons.

d : Axes des microplis dans l'antiforme de Vernusse.

e : Axes des microplis dans les micaschistes de l'antiforme de La Bosse.

g : Axes des microplis dans les gneiss à biotite et sillimanite de l'antiforme de La Bosse.

h : Axes des microplis dans la synforme du Pont de Menat.

i : Axes des microplis dans la synforme de Saint-Gal.

dispersion, tant dans les directions axiales que dans les plans axiaux. Le diagramme des axes indique que les axes plongeant vers le Sud-Ouest sont inconnus, mais toutes les autres orientations sont possibles. Le diagramme des plans axiaux indique que les plans axiaux à pendage vers le Nord-Est sont inconnus, mais toutes les autres orientations sont possibles.

Les plis en chevrons sont présents, nous l'avons vu, à la bordure du massif microgranitique de Pouzol-Servant. On les trouve aussi en différents points de la synforme de Saint-Gal. Près de Saint-Gal, sur le bord nord de la synforme, on peut observer de magnifiques plis « en cascades » (fig. XVII a, hors texte). Il s'agit là de plis en chevrons dont les plans axiaux inclinent vers le Nord. Au flanc sud de la synforme de Saint-Gal, les plans axiaux des plis en chevrons, tels qu'on peut les observer au Sud de Marcillat, sont au contraire inclinés vers le Sud. Par conséquent, on peut représenter en coupe la synforme de Saint-Gal par le schéma de la figure 81.

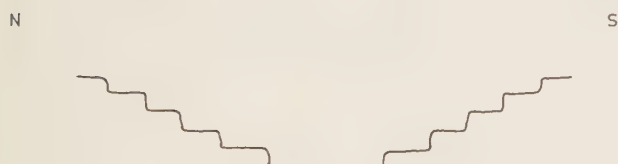


FIG. 81. — Schéma de la disposition des microplis dans la synforme de Saint-Gal.

Les plis conjugués ont été observés aux endroits suivants :

- dans des micaschistes, plissés en chevrons, au Sud de Mongond, à la lisière du bois Jaumat ; là les plans axiaux sont le plus souvent inclinés vers le Sud, mais quelquefois ils sont conjugués dans le détail avec des plans axiaux inclinés vers le Nord ;

- dans les gneiss à l'Est de Lisseuil (dans un petit chemin près de Gercueil, au Nord de la route de Villeneuve) ;

- dans les migmatites à 1 kilomètre à l'E.N.E de Saint-Pardoux.

Les plis à charnières rondes sont très répandus, sauf dans les micaschistes où ils sont totalement absents. Parmi les affleurements les plus caractéristiques, il faut citer ceux de la carrière de Neuvial dans les migmatites du horst de Jenzat (fig. X, hors texte), ceux des gneiss du Pont de Menat (fig. XVIII, hors texte), ceux qui se trouvent à 1 kilomètre au Nord de Lisseuil et d'une manière générale toute la synforme du Pont de Menat. On peut signaler égale-

ment, dans le Groupe de Rochefort, les rochers de la rive gauche de la Sioule au Sud des Radurons, près de Saint-Eloy, la région située au Sud du Quaire et la région des Ayes au Nord de Teilhet ; dans la synforme de Saint-Gal, un chemin immédiatement au Nord-Est de la localité de Machal ; enfin, près de Bellenaves, le carrefour de la route du Bray, près des Bavins.

Les plis polyclinaux sont rares. On ne les rencontre ni dans les migmatites, ni dans les micaschistes. Dans les gneiss de la synforme du Pont de Menat, j'en ai observé en deux endroits : à mi-chemin entre Saugère et les Quartonnets, et au Sud de Piogat.

Les plis symmigmatiques sont peu nombreux et peu caractéristiques car, d'une manière générale, la mobilisation est faible dans les migmatites de la région étudiée. Parmi les affleurements où l'on peut en observer, il faut indiquer :

- la lisière ouest du Boismal, dans des faciès de migmatites situés un peu en avant du front des migmatites ;

- la charnière de l'antiforme de Vernusse, à 1 kilomètre à l'Ouest de Vernusse ;

- la carrière du ruisseau Bellon, sur la route Bellenaves - Montmarault (quelques rares échantillons plissés) ;

- près de la Piraube, sur la route Target-Monestier.

Les plis superposés enfin, sont extrêmement rares à l'échelle de l'affleurement ou de l'échantillon. Les endroits où l'on en trouve sont les suivants :

- dans les micaschistes de la rive gauche d'un ruisseau à 1 kilomètre au Sud d'Echassières ;

- dans les micaschistes, à 1 kilomètre de Coutansouze ;

- dans les gneiss de la rive gauche de la Bouble, à 500 mètres environ en aval de Chantelle la Vieille.

Malheureusement, les conditions d'affleurement ne sont nulle part assez bonnes, ni les formes observées suffisamment caractéristiques pour qu'il soit possible d'interpréter ces plis selon les méthodes préconisées par RAMSAY (1963) et par TURNER et WEISS (1963). Mais l'existence, près du vieux cimetière de Saint-Eloy, de plis d'axes subverticaux dans les gneiss est une preuve supplémentaire de la superposition de plusieurs épisodes de plissements. Cette superposition s'est d'ailleurs fait sentir à l'échelle régionale : c'est elle qui est responsable des inflexions axiales des grands plis comme les antiformes de Vernusse et de La Bosse.

VI. COUPES

1. Directions axiales dans les différentes unités. Choix des directions de coupes

L'analyse menée tout au long des paragraphes précédents a montré l'existence de plusieurs directions de plissement. Le choix de l'emplacement et de l'orientation des coupes n'est donc pas indifférent, si l'on veut faire apparaître le style tectonique de la région. Il convient par conséquent de rassembler ici les données relatives aux directions axiales dans chacune des principales unités géologiques.

Pour un pli donné, le report de toutes les foliations sur un même diagramme permet d'obtenir une valeur de la direction et du plongement axial. Une autre méthode, plus analytique, consiste à choisir arbitrairement des surfaces repères sur la carte de foliations. Le report en projection stéréographique des foliations mesurées au voisinage de ces différentes surfaces arbitraires donne une série de valeurs de la direction et du plongement axial, qui permet d'apprécier dans quelle mesure le pli étudié peut être assimilé à un ensemble de surfaces cylindriques. Enfin, un moyen de contrôle et de comparaison aux divers ordres de grandeur est possible, grâce au report des axes de microplis en projection stéréographique.

Ces différentes méthodes ont été appliquées aux principales unités structurales de la région étudiée. Les résultats sont exposés dans le tableau 7. Celui-ci permet de souligner la grande importance des plis d'axe W.NW-E.SE plongeant W.NW. Il faut donc choisir, pour faire apparaître au mieux le style de cette phase tectonique majeure, un plan de coupe de direction N.NE-S.SW incliné vers l'Est. En fait, comme il faut tenir compte des fluctuations axiales tant en direction qu'en plongement, il s'agira plutôt d'une mosaïque dont les éléments sont un peu basculés les uns par rapport aux autres et qui ne sont pas toujours très jointifs. Cette construction a été réalisée (fig. 82) à partir des cartes, par carroyage d'après la méthode de projection de WEGMANN (1929) et WEISS (1959).

Cette coupe va du massif granitique à celui de Saint-Gervais; elle recoupe les principales unités structurales antiformes de Vernusse et de La Bosse, massifs d'Echassières, de Pouzol-Servant, synforme du Pont de Menat, dislocation de Saint-Pardoux.

On peut faire apparaître les variations du plongement axial des plis de la phase majeure, à l'aide de simples coupes verticales orientées W.NW-E.SE. On montre ainsi le style des plis, et celui des horsts et des phases tectoniques tardives. Ces plis sont à grand

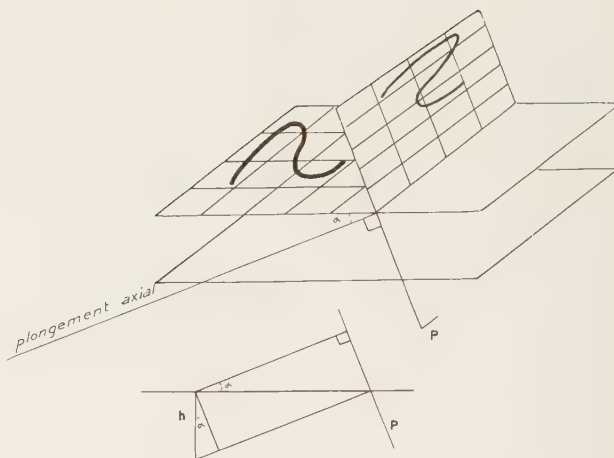


FIG. 82. — Schéma de construction de la coupe transverse α : plongement axial. Une différence de cote h sur la carte se traduit sur le plan P de projection par un déplacement relatif de $h \cos \alpha$.

rayon de courbure, leurs axes sont horizontaux et transverses à ceux de la phase principale. Ceci est figuré sur la planche hors texte qui donne cinq coupes partielles ou complètes du Sil' on houiller à la Limagne.

2. Description et commentaires des coupes

a) COUPES EN LONG

La coupe 1 (Montmarault-Cesset) n'appelle guère de commentaire. Vers son extrémité est, on remarque les filons quartzeux au voisinage du bassin d'effondrement de Limagne. Sur cette coupe comme sur les suivantes, il a été tenu compte, pour la profondeur à laquelle est figuré le socle en dessous de la plaine de Limagne, des indications données récemment par les sondages pétroliers (J. GROlier et G. TCHIMICHKIAN, 1963 a). Sur toutes les coupes, l'inclinaison des isogrades n'est figurée qu'à titre tout à fait hypothétique.

La coupe 3 (cimetière d'Echassières - Jenzat) monstortir l'inflexion axiale de l'antiforme de Vernusse, inflexion de plus en plus prononcée lorsque l'on approche du Sillon houiller.

La coupe 3 (cimetière d'Echassières - Jenzat) montre la position particulière qu'occupe le massif granitique d'Echassières, là où l'axe de l'antiforme de La Bosse s'infléchit vers l'Ouest. Le socle cristallin du bassin d'Ebreuil est figuré à une profondeur hypothétique (en l'absence de sondages).

La coupe 4, coupe partielle du horst de Jenzat, passant par la cote 380 (Nord de Bègues), fait apparaître

S

SYNFORME DU PONT-DE-MENAT

DISLOCATION DE
ST PARDOUX-ST^e CHRISTINE

LÉGENDE

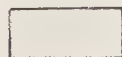
*Migmatites**Granite de St Gervais-
Châteauneuf**Granite de Tréban*

TABLEAU 7. — Directions et plongements axiaux dans les différentes unités géologiques.

	Direction axiale (azimut par rapport au Nord géographique.)	Plongement axial.
<i>Antiforme de Vernusse :</i>		
— d'après la méthode des surfaces de foliations repères.....	117	De 15° à 60° vers le Nord-Ouest.
— d'après le report global des foliations.....	113	40° vers le Nord-Ouest.
— d'après les linéations et les microplis.....	122	52° vers le Nord-Ouest.
<i>Antiforme de La Bosse :</i>		
— d'après les foliations :		
— gneiss à biotite et sillimanite.....	111	30° vers le Nord-Ouest.
— gneiss à deux micas.....	85	10° vers le Nord-Ouest.
— micaschistes.	Dôme basculé vers l'Ouest d'environ 10°.	
— d'après les linéations b et les microplis :		
— gneiss à biotite et sillimanite.....	115	45° vers le Nord-Ouest.
— gneiss à deux micas	98	22° vers le Nord-Ouest.
— micaschistes.	Très dispersé.	
<i>Synforme du Pont de Menat :</i>		
— d'après les foliations.....	125	25° vers le Nord-Ouest.
— d'après les microplis.....	135	25° vers le Nord-Ouest.
<i>Synforme de Saint-Gal :</i>		
— d'après les foliations :		
— micaschistes de Lisseuil — Saint-Pardoux.....	105	20° vers le Nord-Ouest.
— micaschistes et gneiss de la synforme de Saint-Gal proprement dite.	Cuvette déversée vers l'E.NE.	
— d'après les microplis.....	120	15° vers le Nord-Ouest.
<i>Unité de Blot-l'Eglise :</i>		
— gneiss.	101	40° vers le Nord-Ouest.
— migmatites.	125	10° vers le Nord-Ouest.

en particulier l'allure de l'antiforme de Neuvial qui constitue la moitié ouest du horst de Jenzat.

Enfin, la coupe 5 va du bassin de Saint-Eloy, dont le remplissage sédimentaire est plissé, jusqu'au bassin de Limagne où le Sédimentaire ne l'est pas, en passant par le massif de Pouzol-Servant. Elle montre en outre des enclaves cristallophylliennes dans le granite de Champs.

b) COUPE TRANSVERSE (NORMALE AUX AXES)

Cette coupe mosaïque est importante pour la compréhension de la structure régionale. Elle montre comment s'enchaînent les antiformes de Vernusse, de La Bosse, la synforme du Pont de Menat et la dislocation de Saint-Pardoux. Pratiquement, il n'y a pas de synforme apparente pour faire le relais entre l'antiforme de Vernusse et celle de La Bosse, puisque

celle-là est déversée sur le flanc nord de celle-ci. Une telle disposition rend compte en même temps de la fréquence des microplis isoclinaux d'axe W.NW-E.SE au Nord de l'antiforme de La Bosse. La synforme du Pont de Menat représente tout naturellement la réplique et la suite de l'antiforme de La Bosse. Quant à la dislocation de Saint-Pardoux - Sainte-Christine, c'est une discontinuité que l'on peut mettre en relation avec l'antiforme de Vernusse. Le déversement de celle-ci vers le Sud a pour lointain contrecoup le laminage des roches de la bordure du massif de Saint-Gervais - Châteauneuf, qui s'est donc comporté comme un môle résistant, déjà en place lors des plissements principaux.

On remarque aussi le massif de Pouzol-Servant, vraisemblablement laccolitique, le massif d'Echassières, corps cylindrique situé à peu près à la charnière de l'antiforme de La Bosse et, à l'extrémité

nord de la coupe, le massif de Tréban dont la forme n'est suggérée ici que de façon tout à fait hypothétique, en admettant que la limite du granite soit une surface cylindrique de même axe que l'antiforme de Vernusse.

Sur cette coupe, on a figuré en outre le front des migmatites et les isogrades correspondant aux limites zonéographiques des zones de JUNG et ROQUES. Or, la projection des traces de ces surfaces sur le plan de coupe n'est valable que de façon problématique puisque, nous l'avons vu, les isogrades (et à plus forte raison le front des migmatites) ne sont pas toujours liés à la foliation. Par conséquent, leur position sur la coupe ne peut être portée qu'à titre indicatif.

Il faut rappeler enfin que la méthode de construction de la coupe ne peut donner qu'un résultat approché, du fait que les plis ne sont pas tout à fait cylindriques et que leurs axes ne sont, par conséquent, définis que d'une manière approximative. Mais le choix de directions axiales un peu différentes ne pourrait que modifier légèrement l'allure des plis, sans changer le style de l'ensemble.

La coupe transversale confirme l'inversion zonéographique de la série cristallophyllienne de la Sioule, dans la mesure où est valable la projection de la trace des isogrades. Elle montre aussi l'importance, considérable en volume, des migmatites comparativement aux ectinites. La coupe suggère enfin que *les isogrades enveloppent le front des migmatites*.

Or les migmatites dessinent un immense pli couché vers le Sud (l'antiforme de Vernusse) que le front des migmatites prolonge d'une apophyse vers le Sud. C'est ce développement latéral des migmatites qui a induit le métamorphisme, notamment vers le bas, et qui explique la disposition zonéographique inverse. Si l'on considère la coupe dans son ensemble, le métamorphisme semble s'être développé, comme la migmatisation, ni de bas en haut, ni de haut en bas, mais en fait selon une direction oblique, en montant du Nord vers le Sud. Par conséquent, si le flanc nord

de l'antiforme de Vernusse avait été épargné dans son intégralité par la granitisation et par l'érosion, il nous aurait montré un métamorphisme normal.

Dans la synforme du Pont de Menat, les zones d'isométamorphisme s'organisent de même, autour des migmatites. Celles-ci, mobilisées, ont cependant débordé vers le Sud où elles font localement disparaître les gneiss à sillimanite. On ne sait pas si elles furent un moment reliées aux migmatites de l'antiforme de Vernusse ou bien si elles se sont développées isolément à partir d'un « nid de migmatisation ». Mais comme au Nord, leur rôle dans la disposition des isogrades paraît déterminant.

Cette interprétation de la zonéographie inverse n'implique nullement un renversement généralisé de la série de la Sioule. De plus, s'il y a bien une dislocation très importante — la dislocation de Saint-Pardoux — qui sépare dans cette région deux unités tectoniques indépendantes : l'unité bourbonnaise et l'unité arverne — ce n'est pas ici le concept de charriage qui peut expliquer la zonéographie inverse.

La coupe transversale laisse malheureusement sans réponse une question importante : qu'y a-t-il sous les micaschistes de La Bosse ? Des schistes sériciteux ? Du Sédimentaire non métamorphique ? Plutôt des gneiss, comme le suggère la réapparition des gneiss à deux micas « sous » les micaschistes de Lisseuil à l'extrémité sud de la coupe. Mais la région étudiée permet seulement l'investigation d'une tranche relativement mince de l'écorce terrestre et n'apporte de ce fait qu'une réponse partielle au problème général des séries cristallophylliennes inverses. Dans le Massif Central, des dispositions zonéographiques inverses ne s'observent pas seulement dans la série de la Sioule, mais aussi dans les séries du Lot, de la Moyenne Dordogne, du plateau d'Aigurande, etc. C'est donc dans un contexte régional très vaste, au moins celui du Massif Central tout entier, qu'il faut situer ce problème, si l'on veut l'élucider complètement.

Chapitre VIII

Conclusions de l'étude régionale

Compte tenu des faits exposés dans les chapitres précédents, l'ordre chronologique des événements antérieurs au Stéphaniens s'établit comme l'indique le tableau 8. Il est difficile de donner un âge aux épisodes anciens de l'histoire géologique régionale. On peut néanmoins le tenter selon trois méthodes : d'une part, l'estimation de l'âge stratigraphique de la série de la Sioule par des comparaisons lithologiques avec le Massif Armoricaïn, d'autre part, la recherche d'une filiation entre la dislocation de Saint-Pardoux et une phase tectonique connue dans le Massif Armoricaïn, enfin l'interprétation des quelques âges absolus dont on dispose actuellement pour les roches de la région étudiée.

Dans cette histoire géologique régionale, le laminage qui s'est effectué le long de la dislocation de Saint-Pardoux - Sainte-Christine constitue un événement important. C'est un phénomène tectonique majeur et l'on cherchera tout à l'heure à l'insérer dans la suite des phases orogéniques qui ont affecté l'Europe occidentale. La dislocation de Saint-Pardoux est postérieure aux ectinites, aux migmatites et au granite de Châteauneuf, puisqu'elle les affecte tous. Elle est au contraire antérieure au granite de Champs puisque celui-ci ne présente jamais de laminage alors même qu'il vient jusqu'à son voisinage ; peut-être même l'a-t-il effacée localement. Quant au granite de Chantelle, si remarquable par ses caractères structuraux, il est probablement contemporain de la dislocation de Saint-Pardoux.

I. L'ÂGE DE LA SÉRIE DE LA SIOULE

En Auvergne, en Bourbonnais, comme dans l'ensemble du Massif Central français, l'âge des sédiments dont dérivent les séries cristallophylliennes reste incertain. On peut assigner, malgré tout, quelques limites à cette indétermination et la comparaison avec les régions voisines suggère certaines corrélations avec des terrains datés.

Dans le cadre local, les schistes cristallins de la série de la Sioule (les sédiments originels, comme le métamorphisme qui les a atteints) sont antévésiens, puisqu'ils sont recouverts en discordance par les tufs de Châteauneuf, d'âge viséen supérieur. Ils sont également antérieurs aux schistes noirs métamorphisés en cornéennes à andalousite de la région de Gannat, mais ceux-ci sont eux-mêmes d'âge incertain, peut-être viséen inférieur. L'existence du Dévonien non métamorphique dans le Morvan, région peu éloignée du Bourbonnais, rend hautement probable un âge anté-dévonien pour le métamorphisme et, par le fait même, pour les sédiments de la série de la Sioule.

Mais l'indétermination reste grande du Précambrien jusqu'au Dévonien. En l'absence d'arguments paléontologiques, le seul recours se trouve dans les comparaisons lithologiques avec d'autres régions. Le tableau 9 indique la corrélation des séries stratigraphiques en Normandie, en Bretagne, Vendée et Limou-

TABLEAU 8. — Chronologie des événements géologiques.

Echelle stratigraphique.	Phases orogéniques.	Orogenèses.	Evénements géologiques.
Pleistocène. Pliocène. Miocène. Oligocène supérieur. Oligocène inférieur.	Save. Helvétè.	Alpine.	Alluvionnement, surimposition. Dépôt des sables du Bourbonnais. Éruptions basaltiques. Soulèvement terminal du horst de Jenzat. Distension autour du bassin d'Ébreuil. Fracturation du massif de Pouzol. Coulissage dans le horst de Jenzat et le Sillon houiller. Effondrement du socle du bassin d'Ébreuil et début du soulèvement du horst de Jenzat. Rhéxistasie sidérolithique.
Stéphanien.	Saaliennè.	Hercynienne.	Compression du Sillon houiller. Sédimentation stéphanienne. Volcanisme stéphanien. Effondrement du socle du Sillon. Granite d'Échassières (305 M. A.) et inflexion axiale de l'antiforme de La Bosse.
Westphalien.	Asturienne. Sudète.		Filons de microgranite. Massif microgranitique de Pouzol.
Viséen.			Tufs rhyolitiques. Granites de Champs et de Tréban. Sédimentation des schistes de Gannat.
	Bretonne.		Surrection et dénudation.
Entre Gothlandien et Dévonien (Givétien).	Ardennaise.	Calédonienne.	Dislocation de Saint-Pardoux et fin du métamorphisme. Granite de Chantelle. Granite de Châteauneuf (« rajeuni » au Tournaisien : âge apparent 347 M. A.). Plissement W.NW-ESE : antiformes de Vernusse et de La Bosse, synformes du Pont de Menat et de Saint-Gal.
		Cadomienne.	Début du métamorphisme et plissement isoclinal.
Briovérien supérieur.			Sédimentation.

sin telle qu'elle apparaît à la suite des travaux de ROQUES (1941), CHENEVOY (1958), MATHIEU (1961) et COGNÉ (1962).

La série du Haut-Limousin décrite par CHENEVOY n'offre d'éléments de corrélation avec la série de la Sioule que dans ses termes tout à fait inférieurs. En effet, la série de la Sioule est dépourvue de toute formation quartzitique un peu importante comparable aux quartzites blancs de Bussière-Poitevine ; rien de

comparable non plus à l'association splitique du Groupe de la Gartempe. Par contre, les traces de graphite connues dans la série de la Sioule pourraient être une réplique discrète des schistes charbonneux des formations les plus anciennes de la série du Haut-Limousin ; le niveau d'amphibolite de la série de la Sioule peut rappeler ceux très nombreux du Limousin, enfin le cipolin de Moureuille est peut-être l'équivalent du cipolin de Sussac en Limousin.

TABLEAU 9. — Corrélation de la série de la Sioule, des séries stratigraphiques anté-dévonniennes du Massif Armoricain et du Limousin.

	Normandie Bretagne septentrionale.	Bretagne moyenne.	Bretagne méridionale.	Vendée.	Bas-Limousin.	Haut-Limousin (Cartempe).	Auvergne Bourbonnais (Sioule).
Gothlandien.				Dalle verte de Saumort avec <i>Orthis</i> (gîte du Puy Hardy).	Grès de Thiviers. Phyllades de Lanouaille.	Schistes séréciteux de Busserolles.	
Ordovicien.		Grès armoricain.		Schistes à Lamellibranches de Réaumur. Grès de La Châtaigneraie.	Quartzites blancs séréciteux du Puy de l'Age.	Quartzites blancs de Bussière-Poitevine.	Non représentés.
		Schistes pourprés.	Schistes et grès. } Schistes et arkoses du Dréneux.	Rhyolite dynamométrisée de Puybéliard. Schistes pourprés et poudingues de Sigournais.	Epanchements rhyolitiques et doléritiques (orthogneiss de Génis). Schistes à intercalations de quartzites - calcaires de Génis à Encrines.	Association splititique (groupe de la Gartempe). Schistes, quartzites à apatite.	
Trémadocien. Postdamien.		Poudingue de Montfort.					
Briovérien supérieur.	Schistes, grès, microbrèches, grès calcaireux (Étage de la Laize). Séries glaciaires et périglaciaires (Poudingue de Granville).	Dalles de Néant et lentilles de calcaires de Saint-Thurial. Série fluvio-marine. Grès et poudingues de Gourin.	Schistes et quartzites épimétamorphiques. Schistes varvés et porphyroïdes.	Schistes et cipolins de Beaupréau. Poudingue de Saint-Fulgent.	Micachistes et quartzites de Paysac à intercalations amphiboliques.	Schistes à lits gréseux et carbonneux, éruptions basaltiques (amphibolites). Cipolin de Sussac.	Schistes et minces niveaux de quartzites. Traces de graphite. Amphibolite des Côtes. Cipolin de Moureuille. Grenatite à disthène de Saugère (ancienne latérites bauxitique ?).
Briovérien moyen.	Schistes et phyllades (de Saint-Lô), à petites intercalations gréseuses (Étage de Villiers-Fossard). Schistes et phthanites de Lamballe (Étage de la lande des Vardes) avec 3 horizons de microquartzites carbonneux (phthanites). Schistes carbonneux et calcaires carbonneux (calcaire d'Urville-Hague).	Schistes et phyllades indifférenciés.	Micaschistes avec lits quartzitiques et phthanites.	Schistes de Saint-Gilles. Grauwackes de Sion. Phthanites de Brétignolles.			
Briovérien inférieur.	Série ophiolitique d'Erquy et amphibolites de Lanvallon. Socle pentévrien : gneiss granodioritiques.		Amphibolites et micascistes quartzofeldspathiques.	Amphibolites du Louroux-Bottereau et de Montaigu (Vendée). Schistes cristallins des Sables d'Olonne avec calcaire. Cipolin de Sauvetterre.			

Malheureusement, les repères sont peu nombreux et l'argumentation, déjà fragile dans le cadre du seul Massif Central, le devient encore plus lorsque l'on compare avec le Massif Armoricain. Le cipolin de Moureuille est le meilleur repère stratigraphique de la série de la Sioule. Il permet, du fait de la relative rareté des cipolins en France, d'attribuer un âge probable mais non certain, à la série de la Sioule. On connaît des calcaires à plusieurs niveaux du Briovérien, comme le montre le tableau :

— au Briovérien inférieur, le cipolin de Sauveterre en Vendée ;

— au Briovérien moyen, le calcaire charbonneux d'Urville-Hague dans le Cotentin ;

— au Briovérien supérieur, le calcaire de Saint-Thurial en Bretagne et le cipolin de Beaupréau en Vendée.

Des trois, le calcaire du Briovérien supérieur montre la plus grande continuité régionale et, par conséquent, c'est à lui qu'il convient de comparer le cipolin de Moureuille. La série de la Sioule est donc très vraisemblablement infracambrienne, plus exactement briovérienne ; probablement du Briovérien supérieur si l'on assimile, comme il est logique de le faire, le calcaire de Moureuille en Bourbonnais aux calcaires de Saint-Thurial en Bretagne et de Beaupréau en Vendée.

Les étages supérieurs des séries cristallophylliennes du Limousin ne sont pas représentés en Bourbonnais. Les auteurs s'accordent à y reconnaître certains termes du Paléozoïque. En particulier, les grès armoricains de l'Ordovicien trouveraient leur équivalent dans les quartzites du Puy de l'Age en Bas-Limousin et dans ceux de Bussière-Poitevine en Haut-Limousin.

II. LE CADRE STRUCTURAL, COMPARAISON AVEC D'AUTRES RÉGIONS

Si l'on néglige l'effet des phases tectoniques post-calédoniennes (Sillon houiller, bassin d'Ebreuil, horst de Jenzat, Limagne), la structure du Bourbonnais méridional et de l'Auvergne du Nord est déterminée par l'existence de deux directions axiales principales : l'une sensiblement W.NW-E.SE (110° - 115°) est celle de l'antiforme de Vernusse en Bourbonnais, l'autre NW-SE (130° environ) est celle de la synforme du Pont de Menat et des plis que l'on observe dans l'unité de Blot-l'Eglise. A ce schéma, se superpose la ligne sinueuse de la dislocation de Saint-Pardoux.

Cette disposition rappelle par les directions axiales l'architecture de la Bretagne méridionale telle que

l'a décrite COGNÉ (1960). Plus précisément, les antiformes de Vernusse et de La Bosse, sont comparables à quelques degrés près en direction, aux plis ouest-est de la Bretagne méridionale que COGNÉ rapporte à l'orogénèse cadomienne.

De même, les plis NW-SE de la synforme du Pont de Menat sont peut-être analogues aux plis W.NW-E.SE de Bretagne qui représentent la direction armoricaine de l'orogénèse hercynienne. Mais estimer l'âge d'un pli en fonction de la seule direction est risqué, d'autant plus que l'on n'a pas trouvé, dans la série de la Sioule, la preuve de rapports d'antériorité ou de postériorité entre le plissement de l'antiforme de Vernusse et celui de la synforme du Pont de Menat. Malgré leur hétéroaxie, ces deux systèmes de plis peuvent fort bien être contemporains. Et le seul objet tectonique de la région que l'on puisse rapporter avec quelque certitude à l'orogénèse hercynienne, est le massif de Pouzol-Servant.

Néanmoins, la connaissance des phases tectoniques dans les régions voisines du Massif Central permet, par comparaison, d'envisager un certain nombre d'analogies avec la région étudiée. Quatre orogénies successives ont modelé le sous-sol de la France : les orogénies cadomienne, calédonienne, hercynienne et alpine. L'une des phases principales de l'orogénie calédonienne — la phase sarde, la phase de Trondhjem, la phase d'Ekné (orogénèse « taconique ») ou la phase ardennaise — est probablement liée à la fin du métamorphisme. Or, dans le Morvan, cet événement est antérieur au Givétien représenté par le calcaire de Diou (GUFFROY, 1964). De même, en Vendée, le métamorphisme a pris fin avant le Givétien représenté par le calcaire de la Ville Dé, mais on sait en plus que dans cette région il a débuté après le Gothlandien, puisque l'on trouve de la séricite, de la chlorite et de l'épidote dans les schistes à *Orthis* (G. MATHIE., 1961). Par extension, on peut admettre que dans le Massif Central également, le métamorphisme s'est produit entre le Gothlandien et le Dévonien moyen (Givétien). C'est l'époque de la phase ardennaise ou « calédonienne » s. s. de l'orogénèse calédonienne et des phases calédoniennes secondaires qui s'échelonnent au cours du Dévonien. Ainsi a-t-on quelques raisons de rapporter l'événement tectonique majeur du Bourbonnais, marqué par la dislocation de Saint-Pardoux, à la fin de l'orogénèse calédonienne, probablement à la phase « calédonienne » proprement dite de cette orogénèse.

De plus, le sens du déplacement — du Nord vers le Sud — indiqué en Bourbonnais par le déversement des plis et par la dislocation de Saint-Pardoux coïncide avec le sens de déversement des plis calédoniens au versant méridional de la Montagne Noire, qui se fait aussi du Nord vers le Sud (F. BOYER, 1963). Certes il y a loin du Bourbonnais au Miner-

vois, mais cette similitude du sens de mouvement vaut d'être signalée.

En Bretagne, les mouvements de la phase bretonne ou pré-Culm de l'orogénie hercynienne se sont traduits par des plis « de faible intensité... principalement NW-SE » (P. PRUVOST 1949, p. 357). En Bourbonnais et en Auvergne, ils ont provoqué une surrection et une dénudation du socle avant le dépôt des sédiments viséens. A la phase asturienne, se rattachent tout à la fois les mouvements préliminaires de la formation du Sillon houiller, l'inflexion axiale de l'antiforme de La Bosse et la formation du granite d'Echassières. Les mouvements ultérieurs — coulisage et compression du Sillon houiller, horst et grabens oligocènes — s'inscrivent dans la phase terminale (phase saaliennne) de l'orogénie hercynienne (P. PRUVOST, 1951) et dans les phases préliminaires de l'orogénie alpine (tableau 8).

III. CORRÉLATIONS ET SYNTHÈSE, LE MÉTAMORPHISME BOURBONNAIS.

Au Briovérien supérieur s'est effectuée une sédimentation de schistes pélitiques monotones, dans lesquels s'intercalent quelques bancs de quartzites, d'un niveau marneux qui se transformera ultérieurement en amphibolite, d'un niveau de calcaire et d'un horizon de latérite bauxitique, signe d'une émergence temporaire et roche-mère des grenatites à disthène. A la fin du Briovérien, c'est-à-dire à une époque qui se situe à l'aube de l'ère paléozoïque, l'orogénie cadomienne a provoqué en Bourbonnais-Auvergne le plissement isoclinal et le métamorphisme de la série briovérienne. Ce dernier phénomène a dû vraisemblablement se poursuivre sur un très grand intervalle de temps, pour cesser lors de la surrection calédonienne (phase ardennaise) responsable en même temps de la dislocation de Saint-Pardoux.

Les données manquent pour faire la part respective des orogénèses cadomienne et calédonienne dans le Massif Central. La phase principale de plissement, postérieure au plissement isoclinal se rapporte aussi bien à l'une qu'à l'autre. En outre, les schistes cristallins du Bourbonnais n'ont pas subi de polymétamorphisme : tout au plus une légère rétro-morphose (staurotide résiduelle dans les micaschistes de La Bosse) et, plus rarement, une seconde phase de cristallisation de la muscovite, mais ces phénomènes ne sont jamais d'une grande ampleur. Enfin, il n'y a pas eu de dénudation importante avant le jeu de la dislocation de Saint-Pardoux qui est un accident de type profond.

Les phénomènes de granitisation se sont manifestés lors de plusieurs épisodes dans divers environnements structuraux. La granitisation de Châteauneuf est antérieure à la dislocation de Saint-Pardoux ; celle de Chantelle est contemporaine. La granitisation de Tréban et de Champs est postérieure ; elle s'est manifestée à un niveau relativement profond dans le massif de Tréban, à un niveau plus superficiel dans le massif de Champs-Valmort, puisque là le granite a atteint la couverture infraviséenne et exercé sur elle un métamorphisme de contact. Enfin une quatrième granitisation, celle d'Echassières, est liée à l'inflexion axiale de l'antiforme de La Bosse lors des mouvements de la phase asturienne de l'orogénèse hercynienne. La diminution de volume qui s'est manifestée dans l'évolution pétrogénétique du massif d'Echassières apparaît ainsi comme une réponse aux contraintes anormalement élevées nées de cette inflexion.

En l'état actuel de nos connaissances sur le chimisme de la région étudiée, il serait prématuré de rechercher une corrélation entre l'âge et la composition chimique des granites, ou bien une filiation entre la composition chimique des granites et celles des autres roches. Nos informations ne concernent que quelques-uns des types pétrographiques décrits dans l'étude régionale. La figure 84, qui en rassemble l'essentiel, montre que le paramètre R de JUNG et BROUSSE (1958) est fonction quasi linéaire de l'acidité des roches.

Les principaux résultats de l'étude pétrographique sont rassemblés dans le tableau (fig. 83). Les paragenèses minérales observées dans les roches de la séquence pélitique rattachent le métamorphisme bourbonnais au type à disthène et sillimanite de MIYASHIRO (1961) ou au type barrovien de READ (1952). La biotite est stable dans toutes les zones de métamorphisme de la région. La sillimanite est présente presque partout, depuis les micaschistes inclusivement jusqu'aux anatexites à cordiérite ; néanmoins, la zone des gneiss à biotite et sillimanite possède une individualité indéniable du fait de l'abondance de la sillimanite et de l'apparition du feldspath potassique, concomitante de l'appauvrissement en muscovite. Enfin, une zone où la hornblende apparaît par une sorte d'anatexie différentielle, précède la zone à cordiérite, en avant du front de granitisation du massif de Tréban.

L'intérêt principal de la série cristallophyllienne de la Sioule réside dans l'inversion des zones d'isométamorphisme, mais les faits précédents ne semblent pas liés à cette inversion. L'inversion des zones d'isométamorphisme s'explique ici en admettant que les ectinites et leurs isogrades enveloppent la masse des migmatites. Par son développement latéral, dans le plan axial de l'antiforme de Vernusse, la migmatisation a induit un métamorphisme de degré décroissant vers le bas, au flanc inverse de l'immense pli couché.

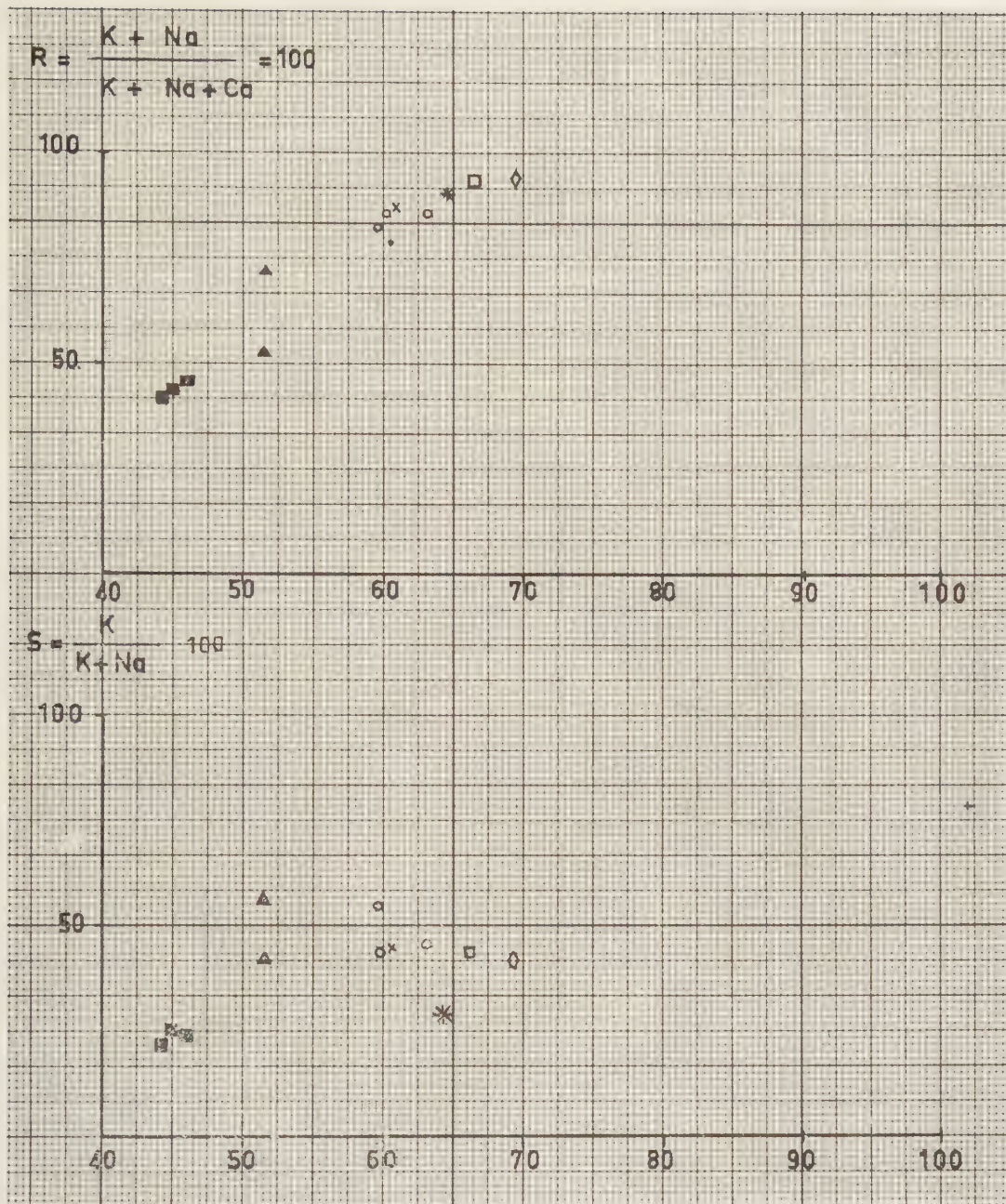
	Zone des micas- chistes à deux micas	Zone des gneiss à deux micas	Zone des gneiss à biotite et sillimanite	Embréchites leptyniques	Embréchites à amphiboles	Anatexites à cordiérite	Granite de Tréban
Quartz							
Feldspath potassique			-----				
Plagioclase							
Muscovite			-----	-----		-----	
Biotite							
Hornblende					-----		
Grenat				-----			
Staurotide	-----						
Sillimanite	-----	-----		-----		-----	
Cordiérite						-----	
Tourmaline				-----			

FIG. 83. — Associations minérales observées en Bourbonnais-Auvergne dans les différentes zones de métamorphisme pour les roches de la séquence pélitique (à l'exclusion des minéraux produits par la rétro-morphose).

Générale aux confins de l'Auvergne et du Bourbonnais, cette disposition n'est sans doute qu'un détail à l'échelle de l'orogène.

On est conduit ainsi à poser la question de la pos-

sibilité d'un tel métamorphisme inverse. Un dernier chapitre va permettre de l'évoquer et d'examiner comment se pose le problème de l'inversion zonéographique en d'autres régions.



LÉGENDE

- tufs granitoides type Manzat
- × tufs type Châteauneuf
- γ^3 Pouzol
- γ l'Anglare
- * nodule à tourmaline de l'Anglare
- ▲ diabase
- basalte
- ◇ γ d'Echassières

FIG. 84. — Paramètres de JUNG et BROUSSE pour quelques roches de la région.

Chapitre IX

Le problème des séries cristallophylliennes inverses

I. INTRODUCTION

La formation des roches cristallophylliennes n'ayant jamais été observée à la surface de la Terre, on a supposé, dans le passé, qu'une corrélation existe entre la profondeur à laquelle ont été enfouies les roches et le degré de métamorphisme dont elles portent la marque. Puisque la température et la pression augmentent avec la profondeur, on a conclu que la température, la pression et la profondeur sont les paramètres principaux qui règlent le métamorphisme.

Dès lors que la profondeur est mise en cause dans la genèse des roches métamorphiques, une disposition où les roches à fort degré de métamorphisme se trouvent au-dessus des roches à faible degré, apparaît comme une anomalie, un paradoxe qu'il faut expliquer. Tel est au prime abord, le problème des séries métamorphiques inverses. Il est compliqué par celui des relations entre la zonéographie et la stratigraphie. A propos de la série du Lot, dans le Massif Central, BOULE (1900) a fort justement remarqué autrefois : « ou bien tout l'ensemble de ce terrain est renversé et nous sommes en présence d'un gigantesque pli couché, hypothèse commode mais bien peu vraisemblable, ou bien les caractères pétrographiques de la

série archéenne n'ont pas toujours une grande importance au point de vue chronologique ».

A l'heure actuelle, on s'accorde à considérer que la profondeur n'est pas le seul facteur déterminant l'apparition du métamorphisme. Le métamorphisme peut se développer dans n'importe quelle direction, « downwards, upwards and sideways » (H.-H. READ, 1949, p. 121). La tension (« stress ») doit jouer un rôle important (J. JUNG et M. ROQUES, 1936). En plus, il faut tenir compte de la pression des fluides, des pressions partielles en eau, gaz carbonique, etc. (F. TURNER et J. VERHOOGEN, 1960, p. 506). On conçoit que de nombreux paramètres puissent se combiner pour créer les conditions d'un métamorphisme inverse, c'est-à-dire d'un métamorphisme se développant de haut en bas.

Le problème des séries cristallophylliennes inverses présente ainsi divers aspects. D'un côté, c'est un problème qui relève de la thermodynamique et de la cinétique chimique : le métamorphisme inverse est-il possible et quelle est son explication ? D'un autre côté, c'est un problème géologique et géométrique : les séries cristallophylliennes inverses sont-elles renversées et quels sont les rapports entre la zonéographie et la stratigraphie ?

II. RELATIONS STRATIGRAPHIE-ZONÉOGRAPHIE DANS LES SÉRIES CRISTALLOPHYLLIENNES

La disposition stratigraphique d'une série cristallophyllienne peut être systématiquement normale ou inverse, ou bien encore, s'il y a eu plissement isoclinal généralisé, alternativement normale et inverse. Une disposition stratigraphique normale caractérise une série cristallophyllienne *stratigraphiquement à l'endroit*. Comme seule une disposition stratigraphique inverse indique que les couches ont été effectivement retournées, l'expression *série cristallophyllienne renversée* s'applique logiquement aux seules séries présentant une disposition stratigraphique systématiquement inverse. Enfin, si la disposition stratigraphique est tantôt normale, tantôt inverse (plis isoclinaux), on peut dire alors que la série cristallophyllienne est *stratigraphiquement alterne* ou à polarité stratigraphique alternée.

De même, la zonéographie peut être normale ou inverse. La *disposition zonéographique normale* permet d'observer les roches peu métamorphisées *au-dessus* de celles qui le sont davantage. La *disposition zonéographique inverse* est celle que présente une série cristallophyllienne dont les termes à fort degré de métamorphisme reposent *sur* les termes à faible degré. Ceci est indépendant de toute hypothèse quant à l'origine de telles dispositions. L'expression très générale de *série cristallophyllienne inverse*, désignant une série cristallophyllienne où la disposition zonéographique est inverse, que ceci soit réel ou apparent, ne laisse rien préjuger de l'interprétation que l'on peut en donner.

Les adjectifs « normal » et « inverse », appliqués à la zonéographie, ne sont d'ailleurs pas d'un usage nouveau. Les expressions « inverted zones » et « inverted succession » sont classiques (TILLEY, 1925). On les retrouve avec la même acception dans l'étude de CHAPMAN (1953, p. 120) sur le métamorphisme dans le New Hampshire. Dénués de toute implication génétique, ces termes sont utiles en ce qu'ils permettent la discussion.

L'ordre de succession zonéographique et la polarité stratigraphique sont *a priori* indépendants. Par conséquent, ils peuvent se combiner de différentes manières, comme l'indique le tableau suivant :

Zonéographie	Stratigraphie
normale	à l'endroit
normale	renversée
normale	alterne
inverse	à l'endroit
inverse	renversée
inverse	alterne

Un des buts de l'étude géologique des séries cristallophylliennes est de déterminer les combinaisons stratigraphiques et zonéographiques d'une région. Il n'est pas toujours possible d'y parvenir là où manquent les repères stratigraphiques : la série de la Sioule en est un exemple.

III. RECHERCHE D'UNE EXPLICATION THERMODYNAMIQUE DE L'INVERSION DES ZONES DE MÉTAMORPHISME

1. Rôle de la température dans le métamorphisme régional

L'ensemble des zones d'isométamorphisme, depuis la zone des gneiss inférieurs (Z¹) jusqu'à celle des micaschistes supérieurs (Y²) suivant la nomenclature de JUNG et ROQUES, a dans le Massif Central français une épaisseur de 16 000 mètres environ (J. JUNG et M. ROQUES, 1952, p. 15). Or, le front supérieur de schistosité se situe en général à moins de 5 000 ou 6 000 mètres, selon FOURMARIER (1962, p. 64) qui a étudié le clivage schisteux dans de nombreuses chaînes de montagnes en Europe et en Amérique du Nord. Dans le Massif Central, le front supérieur de schistosité doit donc se trouver quelque part dans la zone X des schistes non recristallisés estimée par JUNG et ROQUES à 4 000 mètres. Par conséquent, c'est à une profondeur de 21 000 mètres au moins et 26 000 mètres au plus que doit se trouver la limite inférieure de la zone des gneiss inférieurs. Si l'on tient compte de la zone des gneiss ultra-inférieurs, c'est à une profondeur plus grande encore que cessent les phénomènes du métamorphisme régional, du moins en ce qui concerne les ectinites. Dans ces conditions, les seuils thermiques extrêmes du métamorphisme se situent respectivement entre 630° C à 780° C d'une part et 120° C à 300° C d'autre part, en admettant 33 m/° C comme valeur moyenne du degré géothermique.

L'intervalle de température dans lequel se produit le métamorphisme est donc connu, mais on ne sait pas encore préciser les températures limites des zones d'isométamorphisme ou des différents sous-faciès de métamorphisme. L'équivalence entre les zones de JUNG et ROQUES et les faciès et sous-faciès de TURNER et VERHOOGEN est exposée dans le tableau 10. On voit qu'à des températures croissantes correspondent des degrés croissants de métamorphisme. Autrement dit, une disposition zonéographique inverse suggère que la répartition des surfaces isothermes devait être elle

TABLEAU 10. — Essai de corrélation entre les zones d'isométamorphisme (JUNG et ROQUES, 1953) et les faciès de métamorphisme (TURNER et VERHOOGEN, 1960), à l'exclusion des faciès de haute pression : schiste à glaucophane et éclogite.

Pression en bars.	Température en °C.	JUNG - ROQUES	TURNER - VERHOOGEN	
		Zones.	Sous-faciès.	Faciès.
2 000	200			Zéolitique.
	300			
3 000 - 8 000	500	Micaschistes supérieurs (Y ²).	Quartz - albite - muscovite - chlorite.	Schistes verts.
		Micaschistes inférieurs (Y ¹).	Quartz - albite - épidote - biotite.	
				Quartz - albite - épidote - almandin.
				Staurotide - almandin.
4 000 - 8 000	750	Gneiss supérieurs (Z ²).	Disthène - almandin - muscovite.	
		Gneiss inférieurs (Z ¹).	Sillimanite - almandin - muscovite.	
				Sillimanite - almandin - orthoclase.
		800	Gneiss ultra-inférieurs (U).	

aussi inverse, lors du métamorphisme, c'est-à-dire que les températures devaient décroître en profondeur, au moins sur une fraction de l'écorce terrestre.

On est conduit ainsi à envisager la possibilité paradoxale de *gradients géothermiques négatifs*. L'existence d'un degré géothermique de l'ordre de 30 mètres environ pour 1° C, maintes fois observé dans la direction verticale et dans les cinq premiers kilomètres à partir de la surface, ne prouve nullement que la température ne puisse augmenter latéralement de façon importante et même qu'aux profondeurs importantes, qui sont précisément celles où se produit le métamorphisme, la température ne puisse diminuer.

Il faut donc dissocier le degré de métamorphisme de la notion de profondeur d'enfouissement. En fait, le problème des séries cristallophylliennes inverses ne se pose réellement que dans l'hypothèse simpliste d'un gradient géothermique obligatoirement positif dans les étages où se manifeste le métamorphisme.

Lors de la subsidence d'un bassin sédimentaire et de la « montée » corrélative des isothermes, la chaleur se propage peut-être de préférence le long des couches à conductivité thermique élevée. L'équilibre thermique n'étant pas encore établi, le flux de chaleur est alors dévié latéralement et les surfaces isogéothermes émettent, pour un temps, des expansions latérales au niveau des formations les plus conductrices. En dessous d'elles, le degré géothermique est inversé.

Parmi les autres causes susceptibles de créer des perturbations — sinon une inversion — du degré géothermique, on a invoqué la détente de certains gaz (J. COULOMB, 1952, p. 210). De même, des actions chimiques (J. COULOMB, *id.*) et la radioactivité (J. COULOMB, *id.*, et C.-E. WEGMANN, 1948) peuvent rendre compte de l'existence de zones chaudes. De toute évidence, un corps laccolitique intrusif se refroidit aussi bien par le bas que vers le haut et modifie donc la répartition des températures. Les empilements de

coulées de laves produisent peut-être le même phénomène. Enfin, les essaims de filons peuvent élever la température à la manière d'un radiateur (C.-E. WEGMANN, 1948).

2. Rôle de la pression

L'intervalle de pression qui correspond à la formation des ectinites depuis la zone des micaschistes « supérieurs » jusqu'à celle des gneiss « inférieurs » inclusivement, va de 3 000 bars à 8 000 bars, comme l'indique le tableau des équivalences établi à partir des données fournies par TURNER et VERHOOGEN pour les faciès de métamorphisme. Au contraire de ce qui se passe pour la température, il n'y a pas de correspondance directe entre les valeurs de la pression et la gradation du métamorphisme.

Le rôle de la pression dans les réactions métamorphiques est complexe, car il n'est pas possible d'évaluer la pression dans les roches à l'aide d'une seule variable. La pression prend des valeurs différentes selon chaque direction : il y a des contraintes ou tensions. Il faut tenir compte en outre de la *pression lithostatique* (pression moyenne exercée par les roches sus-jacentes) et de la *pression des fluides*.

On ne connaît pas bien l'influence des tensions sur les équilibres minéraux. C'est un « domaine très mal connu et encore peu étudié » et l'on entrevoit seulement « dans quel contexte thermodynamique un minéral peut être qualifié de stress ou d'anti-stress » (KERN et WEISBROD, 1964). Or, rien n'autorise à penser que la « distorsion » (P. LAFFITTE 1955, p. 726), c'est-à-dire l'écart entre les pressions réelles et la pression moyenne lithostatique, doit varier régulièrement avec la profondeur dans un segment orogénique. Au contraire, la valeur de cette distorsion doit être particulièrement élevée à certains niveaux de l'écorce terrestre, dans les zones de plissement ou de charriage par exemple, quelle que soit leur profondeur. Certains cas de disposition zonéographique inverse s'expliquent peut-être par l'influence prédominante de cette distorsion sur les équilibres minéraux, mais ce n'est qu'une hypothèse.

La pression lithostatique est liée par définition à la profondeur. Elle est donc sans rapport avec la zonéographie inverse. Il n'en est peut-être pas de même de la pression des fluides. En particulier, la pression d'eau joue un grand rôle dans les réactions métamorphiques. La plupart de celles-ci sont des réactions de déshydratation, telle la réaction muscovite + quartz = feldspath potassique + sillimanite + eau, qui correspond à la disparition de la muscovite au passage de la zone des « gneiss supérieurs » à la zone des « gneiss inférieurs ». La variation de la pression

partielle d'eau détermine le sens de la réaction. Par contre, il se peut que la pression des fluides soit elle-même contrôlée par des facteurs géologiques structuraux ou par des couches formant écran et que les valeurs de cette pression soient indépendantes de la profondeur, pour des fractions importantes de l'écorce terrestre. Il y a donc là encore une possibilité d'explication de la zonéographie inverse.

3. Rôle du temps

On ne connaît pas bien l'influence du temps sur le métamorphisme. Selon TURNER et VERHOOGEN (1960, p. 479), les réactions métamorphiques font intervenir des processus divers qui se combinent tout en gardant chacun leur vitesse propre. La vitesse de la réaction est déterminée par la vitesse du processus élémentaire le plus lent : diffusion, nucléation, influence catalytique des déformations, présence de l'eau, réactions de surface. Certains processus, notamment les déformations et la teneur en eau, se combinent peut-être de façon à déterminer des superpositions zonéographiques inverses.

Le temps peut intervenir aussi d'une autre manière : selon la vitesse d'enfouissement des roches vers les domaines où se produit le métamorphisme. Soit un certain volume de roches, représenté par une colonne ABCD (fig. 85) qui traverse, au cours de son enfouissement une région YZ où toutes les conditions nécessaires au métamorphisme se trouvent réunies. On admettra, pour les besoins de la cause, qu'au-dessous de cette région YZ, ces conditions ne sont pas toutes réunies et qu'il y a, comme au-dessus, un domaine de non-métamorphisme et de persistance minérale. Soient t_y et t_z les durées minimales de séjour nécessaires pour qu'une roche non métamorphique (X) acquière respectivement les faciès Y (micaschiste) et Z (gneiss). Soient encore θ_1 θ_2 θ_3 θ_4 les durées écoulées entre les différents stades d'enfouissement représentés sur la figure 85. Ces durées correspondent en gros aux temps de séjour des segments ABCD dans les deux domaines. Recherchons les conditions de temps nécessaires pour que la colonne de roches présente une zonéographie inverse. On observera :

— en A :

— pas de « souvenir » de Y, si $\theta_1 < t_y$ (faciès schistes X conservé) ;

— pas de « souvenir » de Z, si $\theta_2 < t_z$ (faciès schistes X conservé) ;

— en B :

— apparition du faciès Y, si $\theta_2 > t_y$ (acquisition du faciès micaschistes) ;

— pas de souvenir de Z, si $\theta_3 < t_z$ (faciès micaschiste conservé) ;

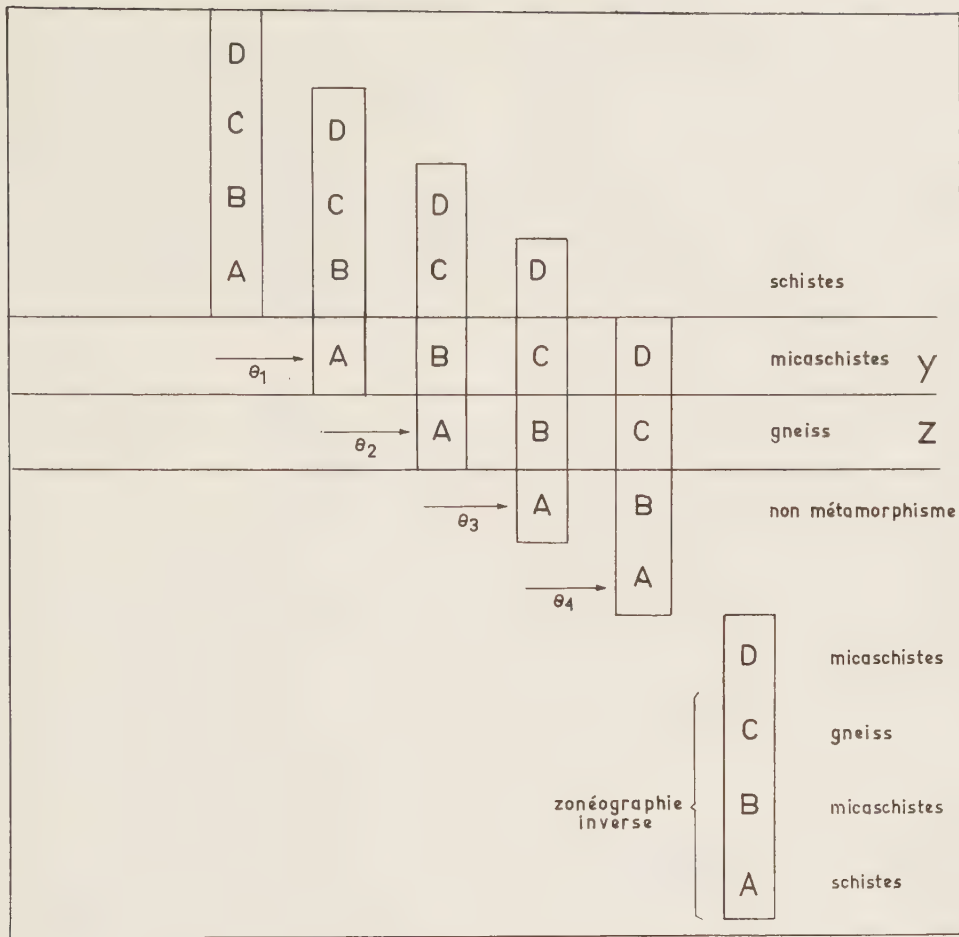


FIG. 85. — Influence possible de la vitesse d'enfouissement sur la gradation du métamorphisme.

— en C :

— apparition du faciès Y, si $\theta_3 > t_y$ (acquisition du faciès micaschiste) ;

— apparition du faciès Z, si $\theta_4 > t_z$ (acquisition du faciès gneiss) ;

— en D : apparition du faciès Y, si $\theta_4 > t_y$ (acquisition du faciès micaschiste).

Si l'on admet qu'il faut plus longtemps pour faire un gneiss que pour faire un micaschiste ($t_y < t_z$), l'ensemble des conditions s'écrit alors

$$\theta_1 < t_y < \theta_2 < \theta_3 < t_z < \theta_4.$$

Autrement dit, il est concevable qu'un certain volume acquière une zonéographie inverse, à la traversée d'un domaine YZ où les conditions de métamorphisme sont réparties normalement, à condition que la vitesse d'enfouissement soit tout d'abord relativement rapide, puis de plus en plus ralentie. Mais afin de vérifier la validité de cette théorie, il faudrait déterminer les vitesses réelles de recristallisation des roches...

IV. SCHÉMAS GÉOMÉTRIQUES

1. Apparence d'une disposition inverse

Dans certaines séries cristallophylliennes, la disposition inverse généralisée n'est peut-être qu'apparente. En effet, les surfaces isogrades ne sont pas toujours faciles à repérer géométriquement. *A priori*, les caractéristiques géométriques observables localement (schistosité, foliation) ne sont pas systématiquement parallèles aux isogrades. C'est précisément une question qui doit être examinée pour chaque série cristallophyllienne, même si le parallélisme paraît être le cas le plus fréquent.

En toute rigueur, il y a peu de méthodes permettant d'apprécier le pendage des surfaces isogrades. Dans son étude classique sur les zones de métamorphisme dans les Highlands méridionales, TILLEY (1925)

a pu en utiliser deux avec succès. La première permet de déduire le pendage cherché de l'observation des décrochements apparents des isogrades et de la connaissance du jeu des failles responsables de ces déroulements. La seconde, plus directe, consiste en l'examen de la trace de la surface isograde sur une topographie un peu accentuée. Pensons également aux renseignements que pourraient fournir les sondages, mais en regrettant aussitôt que les sondages profonds dans les séries d'ectinites ne trouvent généralement aucune justification économique.

Dans les régions à relief peu accidenté, comme par exemple la plus grande partie du Massif Central français, il est difficile d'appliquer les méthodes préconisées par TILLEY et l'on dessine souvent, dans les coupes, les isogrades parallèlement aux surfaces de foliation. Certes, un lever détaillé peut permettre de voir si, en plan, les traces des isogrades sont parallèles aux foliations mesurées. S'il en est ainsi pour des orientations variées, on peut supposer avec raison que le parallélisme est constant dans tout l'espace.

Mais il subsistera tout de même une certaine part d'hypothèse chaque fois que l'on sera obligé de procéder de la sorte. C'est ce qui nous autorise à envisager le schéma de la figure 86. Dans ce schéma,

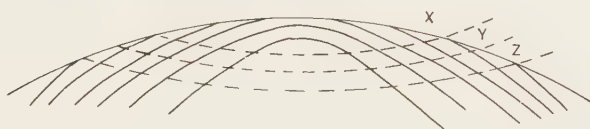


FIG. 86. — Apparence d'une disposition inverse, par obliquité des isogrades sur la foliation. En tireté les isogrades, en trait continu la foliation.

les isogrades sont complètement indépendants de la foliation, et si l'on se fondait sur la seule observation de celle-ci, on ne manquerait pas d'affirmer que les micaschistes Y sont situés sous les gneiss Z, ce qui est faux. Cependant, il n'est pas nécessaire que les isogrades soient partout obliques sur la schistosité. Ils peuvent ne l'être que dans les étages supérieurs, d'où le schéma un peu moins simpliste (fig. 87).

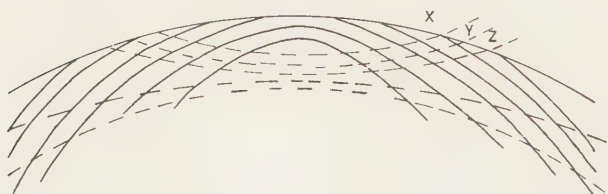


FIG. 87. — Id.

2. Renversements

L'explication la plus simple qui vient à l'esprit lorsque l'on a constaté une disposition inverse, est que les strates ont été retournées. C'est d'ailleurs la solution envisagée par les premiers auteurs qui ont eu à se préoccuper du problème des séries inverses (M. BOULE, 1900 ; L. DE LAUNAY, 1888 ; C.-E. TILLEY, 1925 ; J. RICHARD, 1938). Pratiquement c'était aussi la plus vraisemblable à une époque où l'on estimait que le métamorphisme était directement lié à la profondeur.

On peut considérer une série inverse comme le flanc inverse d'un pli couché. L'absence de toute superposition normale s'explique, dans cette hypothèse, essentiellement par l'érosion du flanc normal. La granitisation et la migmatisation ont pu également limiter l'extension latérale des affleurements d'ectinites et isoler le « lambeau » inverse.

L'hypothèse de la nappe de charriage (A. DEMAY, 1948 a) ne diffère pas fondamentalement de celle du pli couché. Il n'y a entre les deux qu'une différence d'ordre de grandeur et de continuité. Pour l'explication de la disposition inverse, il n'est pas très important au fond, qu'il y ait eu ou non disparition d'un flanc par laminage ou rupture, ni qu'il y ait eu une translation importante.

Un schéma géométrique un peu plus complexe est connu sous le nom de « pli en blaque à tabac ». Il a été proposé par PRUVOST (J. PETERLONGO, 1953, p. 407) pour expliquer l'inversion zonéographique de certaines séries du Massif Central français. Dans son expression la plus générale, on peut concevoir cette forme tectonique comme l'ensemble de plusieurs plis couchés déversés les uns vers les autres et éventuellement sur les autres (fig. 88 a). Selon que les plis en présence sont homoaxes ou hétéroaxes et selon l'ordre de leur superposition éventuelle, cette forme possède un plan de symétrie vertical, un axe de symétrie hélicoïdal vertical ou aucun élément de symétrie. Elle peut, en outre, présenter un bombement médian ou central. Les têtes des plis peuvent se rejoindre et même se recouvrir les uns les autres. Le style est alors celui de la « tectonique kundelungienne » (A. BEUGNIES, 1952).

Dans un tel schéma de pli en blaque à tabac, on aura bien une disposition inverse, le long d'une ligne d'érosion telle que EE, sans qu'à l'origine, c'est-à-dire avant la déformation tectonique, les isogrades aient eu une superposition autre que normale. Pour peu que le style de chaque pli soit isoclinal, l'ensemble pourra avoir au premier abord l'allure d'une série inverse apparemment peu déformée. S'il y a en outre une phase de plissement ultérieure, les gneiss pourront apparaître dans les synformes et les micaschistes dans

les antiformes (fig. 88 b) et pas seulement dans le bombement central. Les gneiss existent bien sous les micaschistes, mais s'ils n'affleurent pas, c'est simplement parce que l'érosion n'a pas pu encore déblayer l'énorme « remplissage » micaschisteux de la « blague à tabac » et atteindre le fond de celle-ci.

Une variante de la théorie de la « blague à tabac » a été imaginée par LAMEYRE (1962) qui propose une interprétation génétique : le bombement central de la blague à tabac serait dû à la montée d'un granite, selon le mécanisme illustré par les schémas de la

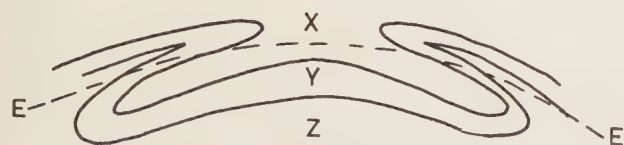


FIG. 88 a.

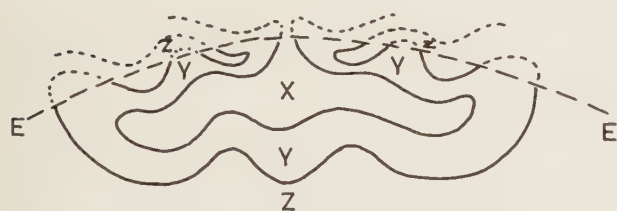


FIG. 88 b.

FIG. 88. — Tectonique en « blague à tabac ».

figure 89. Dans une première phase (I), la granitisation atteint le bas d'un synclinorium où la disposition zonéographique est normale. Puis le granite monte (phases II et III) et refoule à la fois vers le haut et latéralement les formations surincombantes. Ainsi les pendages changent-ils de sens par l'effet d'une sorte de dévagation du synclinorium.

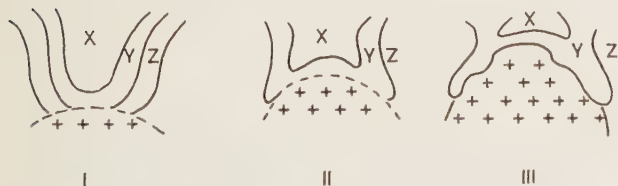


FIG. 89. — Mécanisme possible de renversement, d'après J. LAMEYRE (1963).

3. Glissement à la manière d'un jeu de cartes

Le renversement n'est pas le seul mécanisme menant à l'inversion des zones de métamorphisme. On peut concevoir, en effet, une déformation des roches pendant le métamorphisme et peut-être après lui qui

rendrait indépendantes certaines tranches de terrains glissant les unes sur les autres, comme dans un jeu de cartes. A l'origine, on suppose que les isogrades sont disposés en superposition normale, mais pas forcément en une coupole d'axe vertical (fig. 90 a) ; puis, les tranches vont s'individualiser, obliques sur les isogrades et, par translation, des formations de degré de métamorphisme fort vont être portées à une altitude plus élevée que les formations à degré faible (fig. 90 b). Ainsi, dans une traversée verticale telle que AB, on pourra observer de haut en bas la succession : schistes X, micaschistes Y, gneiss Z, micaschistes Y, schistes X, succession dans laquelle les trois derniers termes constituent une disposition zonéographique inverse. Ce schéma ne fait qu'illustrer l'un des mécanismes possibles (écoulement) menant à la formation d'un pli couché. Cet écoulement laminaire peut se produire soit pendant le métamorphisme, lorsque les roches sont encore plastiques, soit après le métamorphisme ; il se manifeste alors par le jeu de lithoclastes. Selon le cas, l'épaisseur des tranches élémentaires sera, par exemple, de l'ordre du mètre ou plus grand, ou bien au contraire les tranches élémen-

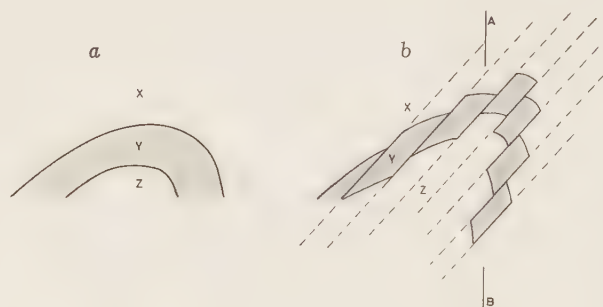


FIG. 90. — Inversion par glissement à la manière d'un jeu de cartes.

taires seront des microlithons et peut-être même la déformation se produira-t-elle à l'échelle du cristal. On peut s'attendre à des styles tectoniques différents suivant que la déformation est synchrone du métamorphisme ou bien qu'elle lui est postérieure.

4. Irrégularités dans la forme des isogrades

Quels que soient le mécanisme de leur formation, par écoulement ou bien par flexure et étirement, et leur chronologie, les formes en plis couchés peuvent n'être que de simples irrégularités de détail dans une disposition générale anticlinale et normale des isogrades. On se place là à l'échelle de l'orogène.

Un tel schéma (fig. 91) a été conçu par CHAPMAN (1953, p. 123, fig. 3) pour le métamorphisme dans le New Hampshire. Il rend compte dans ce cas de l'association régionale des dispositions normales et des

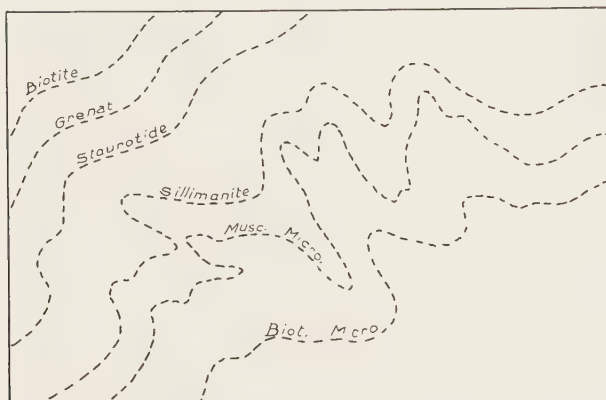


FIG. 91. — Forme schématique des isogrades dans l'Ouest du New Hampshire, d'après C.-A. CHAPMAN (1953).

dispositions inverses. Il s'applique aussi en partie, comme nous l'avons vu au chapitre VIII, à la série cristallophyllienne inverse de la Sioule.

V. UNE EXPLICATION GÉOLOGIQUE : LE POLYMÉTAMORPHISME, CAUSE DE L'INVERSION LOCALE DES ZONES

Soit une série cristallophyllienne normale reprise par un métamorphisme second. Supposons, d'une part, que les micaschistes dus au premier métamorphisme sont enlevés par l'érosion et, d'autre part, que la rétro-morphose n'affecte que la partie inférieure des gneiss qui se transforment en micaschistes, tandis que la partie supérieure des gneiss reste inchangée. Il reste une série à disposition inverse.

Il est donc de toute première importance, dans l'étude de toute série inverse, de se rendre compte si la zonéographie observée correspond à un seul ou bien à plusieurs métamorphismes. *A priori*, le métamorphisme second peut être soit normal, soit inverse. La série cristallophyllienne qu'il affecte peut elle-même présenter à l'origine une zonéographie normale ou inverse. On peut donc envisager quatre cas :

1. Un métamorphisme second, normal, affecte une série zonéographiquement normale : il y a alors rétro-morphose de certains niveaux et l'on pourra

observer localement des superpositions inverses, par exemple la superposition de gneiss anciens sur des gneiss rétro-morphosés en micaschistes ;

2. Un métamorphisme second, normal, affecte une série à zonéographie initialement inverse : dans ce cas, le polymétamorphisme n'est pas cause d'inversion. Au contraire, il tend à la faire disparaître, à la fois par rétro-morphose du terme supérieur très métamorphique de la série initiale et par métamorphisme accru des termes inférieurs. On peut cependant concevoir l'existence de « séries inverses résiduelles », si tout n'a pas été effacé ;

3. Un métamorphisme second, inverse, affecte une série à zonéographie initialement normale : ce cas est symétrique du précédent et ce n'est pas le polymétamorphisme qui est cause de l'inversion, mais l'inversion des isogrades dans le métamorphisme second. On est ramené au problème du métamorphisme inverse unique ;

4. Un métamorphisme second, inverse, affecte une série à zonéographie initialement inverse : ce cas est symétrique du premier et l'on pourra observer des dispositions normales locales.

En conclusion, le polymétamorphisme normal ne peut en aucun cas être cause d'une inversion généralisée des zones dans les séries cristallophylliennes.

Le problème de l'inversion généralisée trouve diverses solutions qui sont rassemblées dans le tableau 11. Quelques-unes d'entre elles peuvent paraître un peu fantastiques, aucune, cependant, ne doit être rejetée *a priori*. Ce serait nier l'ignorance où l'on est de bien des aspects du métamorphisme.

En ce qui concerne la série cristallophyllienne de la Sioule, la disposition zonéographique inverse s'explique à la fois par un schéma de type géométrique (pli couché dans les migmatites de l'antiforme de Vernusse) et par un schéma de type physico-chimique (répartition des isogrades en enveloppes autour de ce pli couché).

VI. AUTRES EXEMPLES DE SÉRIES CRISTALLOPHYLLIENNES INVERSES

Le Massif Central français est peut-être l'une des premières régions où l'on a observé l'inversion apparente de la gradation du métamorphisme (série de la Sioule, L. DE LAUNAY, 1888), mais il est bien d'autres régions dans le monde où l'on a fait des constatations analogues. On peut classer les cas observés dans la nature en différentes catégories, selon qu'un char-

TABLEAU 11

Nature de l'interprétation proposée:	Explication.	Causes hypothétiques possibles.
Physico-chimique.		Conductivité thermique, détente de gaz, radio-activité, réactions exothermiques, injection loccolitique, essais de filons, coulées de laves superposées.
	Inversion de l'ordre d'apparition des minéraux selon l'allure de la courbe pt.	
	Répartition inverse du stress.	
	Répartition normale des fluides.	
	Théorie de la vitesse d'enfoncement décroissante.	Existence d'un domaine profond de non métamorphisme, réactions métamorphiques non instantanées.
Géométrique.	Obliquité des isogrades sur la foliation.	
	Pli couché ou nappe.	
	Pli « en blague à tabac ».	Plissements superposés, dévagination d'un synclinal par un massif intrusif.
	Montée des isogrades profonds par écoulement laminaire : schéma en jeu de cartes.	
	Indentations dans la forme générale des isogrades.	
Géologique.	Polymétamorphisme.	

riage ou un renversement est responsable de la superposition anormale ou bien qu'il faut chercher une autre explication à l'inversion, apparente ou réelle, des isogrades. Bien sûr, une telle classification des faits comporte une importante part d'arbitraire, puisque les différentes régions envisagées ne sont pas toutes aussi bien connues les unes que les autres et que, dans une région où la gradation inverse est apparemment continue, une étude plus poussée peut montrer l'existence d'une ou plusieurs surfaces de contact anormal.

L'exemple de la série d'Akjoujt (Mauritanie) est assez significatif à cet égard. Le granite et les migmatites des Hajakh Dekhen occupent le centre d'un vaste dispositif périssynclinal, dont la périphérie est représentée par des gneiss, qui reposent eux-mêmes sur des schistes épimétamorphiques (A. BLANCHOT,

1955). Ce schéma a été mis en doute et d'autres interprétations proposées. Les schistes épimétamorphiques sont eux-mêmes séparés du socle cristallin par quelques mètres de roches sédimentaires restées en place. Une surface de charriage a été reconnue par TESSIER, DARS et SOUGY (1951) qui en ont déduit que les granites des Hajakh Dekhen et les migmatites qui l'accompagnent appartiennent eux aussi au socle autochtone. Ce granite et ces migmatites devaient, par conséquent, se trouver au-dessous et non au-dessus des schistes épimétamorphiques. Vers la même époque, DESTOMBES et SPINDLER (1961) ont interprété le granite des Hajakh Dekhen comme un morceau de socle relevé en horst, dont la couverture épimétamorphique se serait écoulée de manière centrifuge, par gravité. Pour BARRÈRE (1961), il s'agirait d'un « mantled dome ». Actuellement, on en revient à des

conceptions géométriquement proches du schéma initial de BLANCHOT, mais la superposition anormale est expliquée par l'existence d'au moins deux surfaces de contact anormal : l'une sous les schistes épi, l'autre entre ces schistes épi et l'ensemble granite-migmatites-gneiss (R. GIRAUDON et J. SOUGY, 1963 ; J. GRO-LIER, 1963). Considérée au début comme une série cristallophyllienne inverse « continue », la série d'Akjoujt s. l. se trouve à présent découpée en trois unités par deux surfaces de charriages. Il ne faut pas exclure que certaines séries qualifiées d'inverses, que l'on représente actuellement par des schémas géométriques simples puissent, telle la série d'Akjoujt, se révéler, après étude, comme de véritables complexes tectoniques.

Dans le Massif Central français, plusieurs séries cristallophylliennes présentent une succession inverse des isogrades. LAPADU-HARGUES (1947, p. 61) écrit à propos de la série du Lot, série inverse qui affleure dans la région méridionale du Massif Central : « on a ici la continuation d'un immense pli couché, avec deux replis à noyau gneisso-migmatitique et qui correspond à toute une série inverse poussée vers le Sud-Est, un peu plus loin (*id.* p. 74), « le cheminement de cette nappe s'est effectué très manifestement vers le Sud-Est ou vers l'E.SE suivant le cas ». On est ainsi amené à distinguer un pays allochtone d'un pays autochtone, mais « on ne peut malheureusement pas observer le front du pays allochtone ». Dans le cas de la série du Lot, un renversement généralisé et un charriage sont donc présentés comme une explication de la zonéographie inverse.

A l'Ouest de cette région, la série cristallophyllienne dite de la Moyenne Dordogne est, elle aussi, une série inverse. Une étude d'ensemble (S. PRIBILE, 1959) présente là aussi le renversement comme une cause de l'inversion des zones d'isométamorphisme. Néanmoins, les travaux récents (P. TEMPIER, 1967) permettent de mettre en doute la continuité de cette série cristallophyllienne et laissent apparaître une autre solution tectonique.

Au Nord de la Moyenne Dordogne et séparée d'elle par le massif granitique d'Ussel, se trouve la série cristallophyllienne du plateau d'Aigurande (G. BIGONNET, 1960). Cette série inverse présente certaines analogies remarquables avec la série de la Sioule, notamment la présence de cipolins. Sous réserve d'une étude structurale complémentaire, on peut considérer que ces deux séries cristallophylliennes sont exactement homologues, l'une représentant la réplique de l'autre, décrochée par la grande fracture du Sillon houiller.

Enfin, dans le Nord-Ouest du Massif Central, la série cristallophyllienne de la Marche ou du plateau d'Aigurande se présente dans un ordre de superpo-

sition anormal que DELORME et EMBERGER (1949), BOINEAU et NICAISE (1950), LEHINGUE (1951), JUNG et ROQUES (1952) expliquent par un renversement généralisé de la série, tandis que PRUVOST suggère la possibilité d'une structure en « blague à tabac » (J.-M. PETERLONGO, 1953).

Hors de France, les exemples de dispositions zonéographiques inverses ne manquent pas. La gradation du métamorphisme dans l'île de Unst (Shetland) et dans la zone de passage du Moravicum au Moldanubicum en Europe Centrale, s'expliquerait selon READ par un *métamorphisme de convergence* à la jointure des unités de fort degré de métamorphisme et des unités de faible degré sur lesquelles elles sont charriées (H.-H. READ, 1949, p. 124).

En Écosse, dans le Dalradien des Highlands, un bel exemple de disposition inverse a été décrit autrefois par TILLEY (1925), dans un article classique sur les zones de métamorphisme. Les études ultérieures ont mis en évidence l'extrême complexité tectonique des Highlands. Trois phases de métamorphisme s'y trouvent combinées avec autant de périodes de mouvements (N. RAST, 1963, p. 139).

En Norvège méridionale, la célèbre région des nappes a provoqué, ainsi que le rapporte STRAND (1960, p. 186-188), l'affrontement de la théorie des nappes et de la théorie de l'inversion du métamorphisme. BROGGER notamment pensait, en 1903, que les schistes cristallins du district de Hardangervida dériveraient de sédiments cambro-ordoviciens et siluriens, métamorphisés par des roches ignées intrusives dans la partie supérieure de l'édifice sédimentaire. Mais en Norvège, comme plus tard en Mauritanie, la théorie des nappes devait l'emporter. A la suite des travaux de GOLDSCHMIDT (1916), HOLTEDAHN (1915 et 1913) et SCHIOTZ (1902), tous les géologues scandinaves admettent maintenant l'existence de ces nappes.

La chaîne des Cascades, dans le Nord-Ouest des États-Unis (État de Washington), présente un exemple de superposition anormale dont l'interprétation tectonique est claire. D'après MISCH (1960), les roches métamorphiques des Cascades reposent, par l'intermédiaire de la « Shuksan thrust », sur du Paléozoïque supérieur, qui chevauche des formations jurassiques et crétacées par la « Church Mountain thrust ». Les deux failles de charriage ont été elles-mêmes plissées après le Crétacé.

Dans les monts Péloritains, en Sicile, on est en présence « d'une puissante série renversée, appelée ... nappe péloritaine, qui comprend les granites, gneiss, micaschistes et une grande partie des phyllades des monts Péloritains » (R. TRUILLET, 1963). Le renversement se serait produit « vers la fin de la phase tectonique dite « yprésolutétienne ».

Bibliographie

- AMEIL (M.), 1963. — Les tufs viséens et les microgranites de la région de Manzat (Puy-de-Dôme). Dipl. Et. Sup. Univ. Paris, 90 p., ronéotypé.
- ANDRÉ (J.), 1954. — Etude stratigraphique et tectonique du bassin d'Ebreuil (Allier). *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. LI, n° 239, p. 347-359.
- AUBERT (G.) et BURNOL (L.), 1964. — Observations sur les minéralisations en béryllium du massif granitique d'Echassières (Allier). Découverte de herdérine. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 258, p. 272-273.
- AUBERT (G.) et CONTAMINE (L.), 1958. — La concession d'antimoine de Nades. Rapport inédit B. R. G. M., Paris.
- AUBERT (G.), 1968. — Contribution à l'étude des granites à albite et mica blanc, riches en fluor, lithium, étain, béryllium, niobium, tantale, etc. Les gisements de Montebras et d'Echassières (Massif Central français). XXIII Int. Geol. Congress, vol. 7, p. 215-232.
- AUBERT (G.), 1969. — Les coupoles granitiques de Montebras et d'Echassières (Massif Central français) et la genèse de leurs minéralisations en étain, lithium, tungstène et béryllium. *Mém. du B. R. G. M.*, n° 46, 326 p., 54 fig., 41 pl., 12 annexes.
- BARRAU (C.) 1962. — Distribution de quelques oligo-éléments métalliques dans la série cristallophyllienne de la vallée de la Sioule (Massif Central français). Dipl. Et. Sup. Univ. Clermont-Ferrand, 60 p., ronéotypé.
- BARRÈRE (J.), 1961. — Les roches basiques en Mauritanie occidentale dans leur contexte géologique. Rapport B. R. G. M., Dakar, 35 p., ronéotypé.
- BAY (R.), 1957. — Etude géologique de la bordure cristalline de la Limagne entre Clermont et Tazenat. Dipl. Et. Sup. Univ. Clermont-Ferrand, 56 p., ronéotypé.
- BEAUJEU-GARNIER (J.), 1951. — Le Morvan et sa bordure, étude morphologique. Thèse Paris, Presses Univ. de Fr.
- BERTHELAY (J.-C.), 1969. — L'absorption atomique. Dosage des éléments majeurs des roches. Application à la Géochimie des roches métamorphiques. Thèse Clermont-Ferrand, 134 p.
- BEUGNIES (A.), 1952. — La tectonique kundélungienne. *Mém. Acad. roy. Belgique*, t. XXVII, fasc. 8, n° 1632, 127 p.
- BIGONNET (G.), 1960. — Etude géologique du plateau d'Ussel-Eygurande (Corrèze). Dipl. Géol. Pétr. Univ. Clermont-Ferrand, 51 p., ronéotypé.
- BLANCHOT (A.), 1955. — Le Précambrien de Mauritanie occidentale (esquisse géologique). Thèse Nancy, 1 vol., 308 p.
- BOINEAU (R.) et NICAISE (J.), 1950. — Les schistes cristallins du plateau d'Aigurande au Sud de La Châtre et de Chateauferrand. *Rev. Sc. Nat. Auvergne*, Clermont-Ferrand, vol. 16, p. 7-42.
- BONHOMME (M.), PHILIBERT (J.), ROQUES (M.) et VIALETTE (Y.), 1961. — Ages absolus dans le Viséen et dans le Stéphanien du Massif Central français. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 252, p. 3084-3086.
- BOULE (M.), 1900. — Géologie des environs d'Aurillac et observations nouvelles sur le Cantal. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XI, n° 76.
- BOURJOT, 1851. — Note sur le gisement de schistes bitumineux de Menat et sur leur transformation en tripoli. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. VIII, p. 39.
- BOYER (F.), 1963. — Style en plis couchés et laminage dans le Paléozoïque du Minervois (Montagne Noire, Aude). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), t. V, p. 278-286.
- BYRAMJEE (R.), 1957. — L'analyse structurale. Bur. Rech. Min. Algérie, Alger, ronéotypé.
- CANTAGREL (J.-M.), 1963. — La mine de wolframite des Montmins et son cadre géologique (Louroux-de-Bouble, Allier). Thèse 3° cycle, Clermont-Ferrand, 119 p., ronéotypé.
- CHAPMAN (C.-A.), 1953. — Problem of inverted zones of metamorphism in western New Hampshire. *Illinois Acad. Sc. Transactions*, vol. 46, p. 115-123.
- CHENEVOY (M.), 1958. — Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie nord-ouest du Massif Central français. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, Paris, 428 p.

CIZANCOURT (H. DE), 1947. — Quelques problèmes de tectonique géométrique. *Rev. Inst. Fr. du Pétrole*, vol. II, n° 2, p. 81-98.

CLOOS (E.), 1946. — Lineation. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, n° 18, 122 p.

COGNÉ (J.), 1960. — Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*, Paris, 328 p.

COGNÉ (J.), 1962. — Le Briovérien. Esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléogéographiques de l'Antécambrien récent dans le Massif Armoricaïn. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), t. IV, p. 413-430.

COULOMB (J.), 1952. — La constitution physique de la Terre. Paris, Albin Michel, 1 vol., 284 p., 74 fig.

DAUBRÉE (A.), 1879. — Etudes synthétiques de géologie expérimentale. Paris, Dunod, 828 p., 257 fig., 7 pl.

DEBRABANT (P.), 1967. — Contribution à l'étude géochimique des calcaires métamorphiques du Massif Central français. *Chemical Geol.*, 2, p. 333-360.

DEBRABANT (P.), 1970. — Typologie géochimique des calcaires. Application à l'étude de l'origine des calcaires métamorphiques des massifs hercyniens français. Thèse, Lille, 2 vol., 521 p. et 174 p., 13 tab., 51 fig., 15 pl.

DEER (W.-A.), HOWIE (R.-A.) et ZUSSMAN (J.), 1962. — Rock-forming minerals. London, Longmans, 5 vol.

DELORME (J.) et EMBERGER (A.), 1949. — La série cristallophyllienne renversée du plateau d'Aigurande (Indre). *Rev. Sc. Nat. Auvergne*, Clermont-Ferrand, vol. 15, p. 43-78.

DEMAY (A.), 1935 a. — Sur l'âge carbonifère du granite de Guéret et sur le faciès de métamorphisme de contact des grès et tufs dinantiens du Puy-de-Dôme et de la Creuse. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 201, p. 784-787.

DEMAY (A.), 1935 b. — Sur le faciès de contact du granite de Guéret et du granite de Gelles et les tufs dinantiens du Puy-de-Dôme et de la Creuse. *C. R. Som. Soc. Géol. Fr.*, p. 215.

DEMAY (A.), 1941. — Sur les relations des granites, aplites, microgranites et rhyolites de l'extrémité Est du massif de Guéret et sur le problème de leur genèse. *C. R. Acad. Sc., Fr.*, t. 213, p. 455-457.

DEMAY (A.), 1948 a. — Sur la nappe probablement précambrienne de la Sioule, dans la partie nord-ouest du Massif Central. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 226, p. 585.

DEMAY (A.), 1948 b. — Sur la tectonique antéhercynienne, probablement précambrienne de l'Auvergne et du Bourbonnais. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 226, p. 825-827.

DEMAY (A.), 1948 c. — Tectonique antéstéphanienne du Massif Central. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*, Paris, 260 p.

DÉSARMÉNIEN (J.), 1960. — Recherche spectrophotographique de quelques oligo-éléments métalliques dans la série métamorphique de la Moyenne Dordogne, Dipl. Et. Sup. Univ. Clermont-Ferrand, 40 p., ronéo-typé.

DESTOMBES (J.-P.) et SPINDLER (J.-P.), 1961. — Sur la structure de la région d'Akjoujt (Mauritanie). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), t. III, p. 186-200.

DIDIER (J.), 1964. — Etude pétrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central français, *Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont-Ferrand*, n° 23, 253 p.

DUBOSCLARD (J.), 1954. — Etude pétrographique du microgranite de Pouzol-Servant (Puy-de-Dôme). *Dipl. Et. Sup. Univ. Clermont-Ferrand*, 39 p., dactylographié.

DUNHAM (K. C.), 1962. — Symposium : depth and tectonics as factors in regional metamorphism (discussion). *Proc. Geol. Soc. London*, n° 1594, p. 17.

DUTHOU (J.-L.), 1967. — Etude du massif de granite de Tréban (Allier). Thèse de 3° cycle, Univ. Clermont-Ferrand, 81 p., bibliographie.

ERHART (H.), 1956. — La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Esquisse d'une théorie géologique et géochimique, biostasie et rhéostasie. Paris, Masson, 90 p.

FORESTIER (F.-H.), 1962. — Les péridotites serpentinisées en France. *Bull. B. R. G. M.*, Paris, n° 2, p. 45-75.

FOURMARIER (P.), 1951. — Schistosité, foliation et microplissement. *Archives des Sciences*, Genève, vol. 4, fasc. 1, 21 p.

FOURMARIER (P.), 1959. — Le granite et les déformations mineures des roches (schistosité, microplissement, etc.), *Mém. Acad. Roy. Belgique*, t. XXXI, n° 1693, 101 p.

FOURMARIER (P.) et RUHLAND (M.), 1954. — Le granite et les déformations mineures des roches dans les Vosges hercyniennes. *Mém. Acad. Roy. Belgique*, t. XXXIV, n° 1766, 41 p.

FRIEDEL (G.), 1918. — Etude sur le bassin de la Boule et le périmètre de recherche de la Croisette. (Note inédite, archive du Service des Mines de Clermont-Ferrand.)

FYFE (W.-S.), TURNER (F.-J.) et VERHOOGEN (J.),

1958. — Metamorphic reactions and metamorphic facies. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, n° 73, 259 p.

GANSSEER (A.), 1964. — Geology of the Himalayas. London, Intersci, Publ., 1 vol., 289 p., 149 fig., 44 pl., 2 dépl. h.-t., 1 dépl. coul. h.-t., 1 carte coul. dépl. h.-t.

GARDE (G.), 1914. — Le laccolite microgranitique de Pouzol-Servant. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. XIV, p. 448-456.

GARDE (G.), 1920. — Nouveaux gisements de cipolin dans le Nord du département du Puy-de-Dôme. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4) t. XX, p. 243-245.

GARDE (G.), 1925. — Révision de la feuille Gannat. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XXIX, n° 158, p. 128-129.

GIRAUDON (R.) et SOUGY (J.), 1963. — Position anormale du socle granitisé des Hajar Dekhen sur la série d'Akjoujt et participation de ce socle à l'édification des Mauritanides hercyniennes (Mauritanie occidentale). *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 252, p. 937-940.

GLANGEAUD (P.), 1908. — Sur la continuité des phénomènes orogéniques dans une partie du Massif Central aux époques oligocènes et miocènes et sur leurs relations avec les phénomènes volcaniques et hydrologiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t. VIII, p. 272.

GLANGEAUD (P.), 1919. — Sur la reconstitution d'une longue dépression lacustre qui a occupé, durant l'Oligocène, l'emplacement du grand chenal houiller du Massif Central. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 169, p. 1410-1413.

GLANGEAUD (P.), 1920. — Le grand Sillon houiller du Massif Central et ses abords à l'époque tertiaire. Son rôle hydrologique. *C. R. Som. Soc. Géol. Fr.*, p. 72.

GOLDSCHMIDT (V.-M.), 1916. — Übersicht der Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. *Vid. Selks.*, n° 2.

GOSSELET (J.), 1888. — L'Ardenne. *Mém. Serv. Carte Fr.*, Paris, 889 p.

GRAINDOR (M.-J.), 1957. — Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif Armoricaire. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*, Paris, 211 p.

GRAND'EURY (C.), 1877. — Flore carbonifère du département de la Loire et du Centre de la France. *Mém. Acad. Sc.*, Paris, 275 p.

GROLIER (J.), 1961 a. — Sur le granite orbiculaire de Tisselliline (Hoggar, Sahara central). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), t. III, p. 174-181.

GROLIER (J.), 1961 b. — Observations nouvelles sur la série cristallophyllienne de la vallée de la Sioule (feuilles Aigueperse, Gannat, Mointaigut-en-Combrailles et Saint-Gervais-d'Auvergne au 50 000). *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. LIX, n° 269, p. 57-61.

GROLIER (J.), 1962. — Observations sur la tectonique des micaschistes de l'anticlinal de La Bosse, près Echassières (Allier). *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. CCLIV, p. 519-521.

GROLIER (J.), 1963 a. — Une solution au problème des séries cristallophylliennes inverses. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 257, p. 3635-3637.

GROLIER (J.), 1963 b. — « Tectonique superposée » et problèmes de zonéographie inverse dans la région d'Akjoujt (Mauritanie). Rapport B. R. G. M., Paris, 43 p., ronéotypé.

GROLIER (J.) et DESCHAMPS (M.), 1964 a. — Présence du Sidérolithique dans le bassin d'Ebreuil (Allier) et dans la région de Lisseuil (Puy-de-Dôme). *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 258, p. 967-970.

GROLIER (J.) et LOBOZIAK (S.), 1964. — Observations préliminaires sur la palynologie des charbons et du *cannel-coal* de Saint-Eloy-les-Mines (Puy-de-Dôme). *Ann. Soc. Géol. Nord*, Lille, t. LXXXIV, p. 123-128.

GROLIER (J.) et TCHIMICHKIAN (G.), 1963. — Connaissances nouvelles sur la géologie du socle de la Limagne, d'après les sondages de la Régie autonome des Pétroles. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), t. V, n° 6, p. 930-937.

GROLIER (J.) et VIALON (P.), 1964. — La foliation des schistes cristallins. Etude de sa genèse à l'aide de quelques exemples. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), t. VI, p. 309-321.

GROLIER (J.) et LÉTOURNEUR (J.), 1968. — L'évolution tectonique du grand Sillon houiller du Massif Central français, XXIII Int. Geol. Congress, vol. 1, p. 107-116.

GUEIRARD (S.), 1959. — Description pétrographique et zonéographique des schistes cristallins des Maures (Var). *Trav. Labo. Géol. Fac. Sc. Univ. Aix-Marseille*, t. VI, p. 71-264.

GUETTARD (M.), 1775. — Mémoire sur le tripoli. *Acad. Roy. Sc.*, Paris, p. 177-193.

GUFFROY (J.), 1964. — Sur l'existence du Givétien dans le Morvan. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 258, p. 2619-2620.

HALLER (J.), 1962. — Structural control of regional metamorphism in East Greenland Caledonides. Symposium : depth and tectonics as factors in regional metamorphism. *Proc. Geol. Soc. London*, n° 1594, p. 21-25.

HARKER (A.), 1950. — Metamorphism. A study of the transformations of rockmasses, 3^e éd., London, Methuen, 1 vol., 362 p.

HOLTEDAHL (O.), 1915. — Iagttagelser over fjeldbygningen omkring kandsfordens nordende. *Norges geologiske Undersøkelse*, 75, I.

HOLTEDAHN (O.), 1936. — Trekk av det skandinaviske fjellkjedestroks historie. Nordiska. Naturforskaremötet i Helvingfors, p. 129.

HUU-NGHIEP (H.) et GAGNY (C.), 1958. — Mission géologique dans la région de Blot-l'Eglise (Puy-de-Dôme). Rapport B. R. G. M., Paris, 28 p., ronéotypé.

JUNG (J.), 1934. — Sur la position des tufs rhyolitiques de la vallée de la Sioule et l'âge antéhercynien des gneiss de la partie Nord-Ouest du Massif Central. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 198, p. 2269.

JUNG (J.), 1946. — Géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais et limousins. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*, Paris, 372 p.

JUNG (J.), 1954. — Problèmes géologiques dans les vieux terrains du Massif Central français. *Ann. Hébert et Haug*, Paris, t. VIII, p. 246-258.

JUNG (J.), 1963. — Précis de pétrographie. Paris, Masson, 1 vol., 319 p.

JUNG (J.) et BROUSSE (R.), 1958. — Précisions nouvelles sur la constitution et sur l'origine des associations volcaniques. *Bull. Soc. fr. Minér. et Cristal.*, t. LXXXI, p. 133-141.

JUNG (J.) et GARDE (G.), 1936. — Rapports des tufs du Culm et des granites dans la vallée de la Sioule (Puy-de-Dôme). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), t. VI, p. 86.

JUNG (J.) et ROQUES (M.), 1936. — Les zones d'isométamorphisme dans le terrain cristallophyllien du Massif Central français. *Rev. Sc. Nat Auvergne*, Clermont Ferrand, t. I, 50 p.

JUNG (J.) et ROQUES (M.), 1952. — Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. L n° 235, 62 p.

KERN (R.) et WEISBROD (A.), 1964. — Thermodynamique de base pour minéralogistes, pétrographes et géologues. Paris, Masson, 1 vol. 243 p.

LAMEYRE (J.), 1963. — Relations possibles entre séries renversées et granites dans l'Ouest du Massif Central français. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 256, p. 450-452.

LAMEYRE (J.) et ROQUES (M.), 1964. — La muscovitisation des granites de la Pierre-qui-Vire (Yonne, Nièvre) et d'Echassières (Allier). *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 258, p. 6479-6482.

LAMEYRE (J.), 1936. — Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français. *Annales Fac. Sc. Univ. Clermont-Ferrand*, n° 29, 264 p., 12 pl., 42 fig., 5 cartes.

LAPADU-HARGUES (P.), 1947. — Les massifs de la Margeride et du Mont Lozère et leurs bordures. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XLVI, n° 222, 193 p.

LAPADU-HARGUES (P.), 1957. — Le massif granitique de Saint-Dier (Puy-de-Dôme) feuille de Clermont au 1/80 000. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. LV, n° 252, p. 81-94.

LAPADU-HARGUES (P.), 1957. — Essai sur une classification génétique des massifs granitiques. *Rev. Sc. Nat. Auvergne*, Clermont-Ferrand, vol. 23, fasc. 1-2, p. 19-31.

LAPADU-HARGUES (P.), 1964. — Quelques données sur l'âge des séries métamorphiques du Massif Central français. (Note présentée au Colloque français de Rennes sur le Dévonien inférieur, et ses limites). Rés. communic. *Mém. B. R. G. M., Fr.*, n° 33, p. 43-44.

LAUNAY (L. DE), 1888 a. — Les dislocations du terrain primitif dans le Nord du Plateau Central. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XVI, p. 1045-1063.

LAUNAY (L. DE), 1888 b. — Compte rendu de l'excursion du 23 août de Louroux-de-Bouble aux gisements de kaolin des Colettes à Menat et à Châteauneuf. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XVI, p. 1064-1087.

LAUNAY (L. DE), 1888 c. — Note sur les gisements de kaolin de la forêt des Colettes (Allier). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XVI, p. 1065-1072.

LAUNAY (L. DE), 1888 d. — Compte rendu de l'excursion du 24 août de Châteauneuf à Manzatz, au gour de Razenat, à Enval et à Riom. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XVI, p. 1087-1093.

LAUNAY (L. DE), 1888 e. — Compte rendu de l'excursion du 24 août de Moulins à Souvigny, Noyant, Meillers, Autry-Issards et Bourbon. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. XVI, p. 1093.

LAUNAY (L. DE), 1894. — Feuilles de Gannat et d'Aubusson. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. VI, n° 38, p. 42-46.

LAUNAY (L. DE), 1895. — Feuilles de Gannat et d'Aubusson. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. VII, n° 44, p. 52.

LAUNAY (L. DE), 1922-1923. — Notes sur le terrain tertiaire de la Limagne bourbonnaise. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XXVI, n° 147, 146 p.

LECOQ (H.), 1830. — Vues et coupes des principales formations géologiques du département du Puy-de-Dôme accompagnées de la description et des échantillons des roches qui les composent. Paris, Strasbourg et Clermont-Ferrand, 1 vol., XXX + 266 p., 1 atlas de 31 p. coul.

LECOQ (H.), 1862. — Note sur la géologie du Plateau Central de la France et sur la grande carte géologique du département du Puy-de-Dôme. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (2), t. XIX, p. 762-774.

LECOQ (H.), 1864. — Les eaux du Massif Central de la France considérées dans leurs rapports avec la chimie et la géologie, Paris, Rothschild, 1 vol.

LEHINGUE (J.), 1953. — Les schistes cristallins de la terminaison orientale du plateau d'Aigurande (Allier). *Rev. Sc. Nat. Auvergne*, Clermont-Ferrand, vol. 17, fasc. 1-2-3-4, p. 40-46.

LETOURNEUR (J.), 1953. — Le grand Sillon houiller du Plateau Central Français. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. LI, n° 238, 236 p.

MATHIEU (G.), 1961. — Un tableau stratigraphique du Primaire sur le bord du bassin d'Aquitaine. Identification du Gothlandien. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), t. III, p. 11-20.

MESCHERJAKOV (J.-A.) et FIL'KIN (V.-A.), 1960. — Essai d'établissement de cartes des profils longitudinaux des rivières et leur interprétation tectonique A. N. S. S. R., p. 18-25, trad. R. Jayet, B. R. G. M., Paris, n° 3195.

MICHEL-LÉVY (A.), 1875. — De quelques caractères microscopiques des roches anciennes acides, considérées dans leurs relations avec l'âge des éruptions. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), t. III, p. 199-236.

MISCH (P.), 1960. — Large overthrusts in the northwestern Cascades near the 49 th parallel. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, t. 71, n° 12, part 2, p. 2069.

MIYASHIRO (A.), 1961. — Evolution of metamorphic belts. *Jour. Petrology*, vol. 2, part 3, p. 277-311.

MONNET (1779). — Nouveau système de minéralogie. Paris, Bouillon, 1 vol., 597 p.

MORGUES (DE), 1809. — District du Centre. Compte rendu de l'excursion du 20 juillet 1890. *C. R. mens. Soc. Indust. minér. Fr.*, nov. 1890, p. 213-219.

NGHIEP. — Voir HUU NGHIEP.

NICOLAS (J.) et ROSEN (A. DE), 1961. — Découverte de quelques phosphates dans la granulite des Colettes (Allier). *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 252, p. 2741-2743.

NICOLAS (J.) et ROSEN (A. DE), 1963. — Le massif granitique des Colettes et ses minéralisations. *Bull. Soc. fr. Minér. Cristal.*, t. LXXXVI, p. 126-128.

PETERLONGO (J.-M.), 1953. — Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France en Auvergne, Bourbonnais, Marche. *C. R. Som. Soc. Géol. Fr.*, n° 17, p. 369-412.

PETERLONGO (J.-M.), 1960. — Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais (Massif Central français). *Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont-Ferrand*, n° 4, 187 p.

PITON (L.), 1940. — Paléontologie du gisement éocène de Menat (Puy-de-Dôme) (flore et faune). Clermont-Ferrand, Imp. Vallier, 1 vol., 303 p.

PRIBILE (S.), 1959. — Le massif de la Moyenne Dordogne, *Dipl. Géol. Pétr. Univ. Clermont-Ferrand*, 50 p., ronéotypé.

PRUVOST (P.), 1949. — Les mers et les terres de Bretagne aux temps paléozoïques. *Ann. Hébert et*

Haug, Paris, t. VII, Livre jubilaire Charles Jacob, p. 345-362.

RAMSAY (J. G.), 1958. — Superimposed folding at Loch Monar, Inverness-shire and Ross-shire. *Quart. Jour. geol. Soc. London*, vol. 113, p. 271-308.

RAMSAY (J. G.), 1963. — Interferences patterns produced by the superposition of folds of similar type. *Jour. of Geology*, vol. 70, n° 4, p. 466-481.

RAST (N.), 1963. — Structure and metamorphism of the Dalradian rocks of Scotland. The British Caledonides. London, Oliver and Boyd, p. 123-142.

READ (H. H.), 1949. — A contemplation of time in plutonism. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, vol. CV, p. 101-153.

READ (H. H.), 1952. — Metamorphism and migmatization in the Ythan Valley, Aberdeenshire. *Trans. Edin. Geol. Soc.*, vol. XV (Campbell Volume) p. 265-279.

RIBEIRO (A.), CRAMEZ (C.) et REBELO (J. A.), 1964. — Sur la structure de Tras-os-Montes (Nord-Est du Portugal). *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 258, p. 263-265.

RICHARD (J.), 1938. — Etude de la série cristallophyllienne renversée de la vallée de la Sioule. *Rev. Sc. Nat. Auvergne*, Clermont-Ferrand, vol. 4, fasc. 1, 37 p.

ROQUES (M.), 1941. — Les schistes cristallins de la partie sud-ouest du Massif Central français. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*, Paris, 527 p.

ROQUES (M.), SANSELME (H.) et VIALETTE (Y.), 1963. — Etude géochronologique par la méthode au strontium des granites de la Montagne bourbonnaise, du Forez et du Livradois. *C. R. du 88^e Congrès des Sociétés Savantes*, Clermont-Ferrand, Sect. Sci., t. 2, p. 245-261, 1 fig.

ROSEN (L. DE), 1965. — Contribution à l'étude géologique du massif granitique des Colettes, de ses minéralisations et de ses altérations (Echassières, Allier). Thèse 3^e cycle, Univ. Paris, 1 vol. texte 138 p. photocopié, 1 vol. figures.

SCHIOTZ (O.-E.), 1902. — Den sydostlige del av Sparagmit-kvarts-fjeldet i Norge. *Norges geologiske Undersøkelse*, 35.

STRAND (T.) et HOLMSEN (P.), 1960. — Stratigraphy, petrology and Caledonian nappe tectonics of central southern Norway : caledonize basal gneisses in a North Western area (Oppdal-Sunndal). *21 st intern. geol. Congr.*, Guide Excurs., n° A 13, C 9, 31 p.

TEMPIER (B.), 1964. — Sur la présence d'un contact anormal à l'intérieur de la série cristallophyllienne de la Moyenne Dordogne (Massif Central français). *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 259, p. 3294-3297.

TEMPIER (P.), 1967. — Etude pétrographique et structurale de la série de la Moyenne Dordogne (Massif Central français). *Annales Fac. Sc. Univ. Clermont-Ferrand*, 311 p.

TILLEY (C.-E.), 1925. — A preliminary survey of metamorphic zones in the southern Highlands of Scotland. *Quart. Jour. geol. Soc. London*, vol. 81, p. 100-112.

TRUILLET (R.), 1963. — Sur le renversement de la série cristalline des Monts Péloritains (Sicile). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 257, p. 1787-1790.

TURNER (F.-J.), 1948. — Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, n° 30, 342 p.

TURNER (F.-J.) et VERHOOGEN (J.), 1960. — Igneous and metamorphic petrology. New-York, Mc Graw-Hill, 1 vol. 694 p.

TURNER (F.-J.) et WEISS (L.-E.), 1963. — Structural analysis of metamorphic tectonites. New-York, Mc Graw-Hill, 1 vol. 545 p.

VIALETTE (Y.), 1963. — Ages absolus par la méthode au strontium des lépidolites du Massif Central français. *C. R. du 88^e Congrès de Sociétés Savantes, Clermont-Ferrand, Sect. Sci.*, t. 2, p. 275-290.

VIALON (P.), 1959. — Etude géologique de la partie centrale du massif granitique de Guéret. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (7), t. L, p. 857-861.

WEGMANN (C.-E.), 1929. — Beispiele tektonischer Analysen des Grundgebirges in Finnland. *Bull. Comm. géol. Finlande*, n° 87, p. 98-127.

WEGMANN (C.-E.), 1948. — Remarques sur le métamorphisme régional. *Geol. Rundschau*, t. XXXVI, p. 40-48.

WEGMANN (C.-E.), 1951 a. — Méthode d'analyse des socles cristallins. *Archives des Sciences*, Genève, vol. 4, fasc. 4.

WEGMANN (C.-E.), 1951 b. — L'analyse structurale en géologie. 21^e Congrès intern. Philosophie des Sc., VII, Sciences de la Terre, Paris, Hermann, p. 55-64.

WEISS (L.-E.), 1958. — Structural analysis of the Basement system at Turoka, Kenya. Part 1. *Overseas Geol. miner. Resources, G. B.*, 7, n° 1, p. 3-35, 15 fig. Part. 2. *Overseas Geol. miner. Resources, G. B.*, n° 2, p. 123-153, 15 fig., 4 pl. h.-t., 2 dépl. h.-t.

WILSON (G.), 1961. — The tectonic significance of small scale structures and their importance to the geologist in the field. *Bull. Soc. Géol. Belgique*, t. 84, n° 9-10, p. 423-548.

Liste des cartes géologiques consultées

Carte géologique de la France au 1/320 000, feuille Clermont-Ferrand.

Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000 :

- feuille Gannat, 1^{re} édition par L. DE LAUNAY (1894) ;
- feuille Gannat, 2^e édition par G. GARDE (1934) ;
- feuille Moulins, 1^{re} édition par L. DE LAUNAY (1888) ;
- feuille Moulin, 2^e édition par A. RANDOUIN (1940).

Carte de la série cristallophyllienne de la Sioule par J. RICHARD (minute au 1/80 000 déposée à la Faculté des Sciences de Clermont-Ferrand).

Carte de la région comprise entre Saint-Pourçain et Target, par M. JEMBRUN (minute inédite au 1/50 000).

Carte de la région de Deux-Chaises par P. VIALON (minute inédite au 1/50 000).

Levers inédits de A. DE ROSEN pour le contour du massif d'Échassières.

Carte gravimétrique de la France, par le Bureau de recherches géologiques, géophysiques et minières :

- feuille Poitou — Marche au 1/320 000 ;
- feuilles Gannat et Moulins au 1/80 000.

Glossaire

Analyse structurale : « consiste à déterminer les formes géométriques des corps géologiques et la suite des événements qui les ont marqués » (R. BYRAMJEE, 1957).

Cannelures : traces de glissement de 1 centimètre à 1 décimètre de large, qui donnent à la surface qu'elles affectent un aspect de « tôle ondulée ».

Clivage schisteux : voir schistosité.

Direction d'un plan : azimut de son horizontale, c'est-à-dire angle de cette horizontale avec le Nord, mesuré dans le sens des aiguilles d'une montre, de 0° au Nord à 180° au Sud.

Direction d'une droite : azimut de sa projection horizontale.

Foliation : feuilletage généralement parallèle à la stratification (P. FOURMARIE, 1951), anisotropie des schistes cristallins (J. JUNG et M. ROQUES, 1952). De fait, elle est généralement parallèle au litage sédimentaire (foliation conforme) mais elle est quelquefois indépendante (foliation oblique).

Formation : « ensemble de couches caractérisées par un faciès dominant et dont les limites sont habituellement cartographiables » (Commission de Nomenclature du Comité français de Stratigraphie, 1962). C'est l'unité fondamentale en stratigraphie descriptive. Néanmoins, le mot formation est utilisé également par les géologues du Cristallin dans l'expression « formation cristallophyllienne » (J. JUNG et M. ROQUES, 1952) dont la signification est beaucoup moins restrictive. Il s'agit alors de toute unité lithologique possédant une certaine homogénéité d'ensemble. Il serait souhaitable de créer un terme nouveau sans implication stratigraphique, pour désigner les « formations cristallophylliennes » dont la signification stratigraphique n'est pas encore élucidée.

Gaufrage (J. GOSSELET, 1888) : fines ondulations parallèles qui s'observent à la surface de certains micaschistes.

Groupe : pour les stratigraphes, c'est un « ensemble de formations superposées présentant certains caractères communs ». Mais les « groupes cristallophylliens » (J. JUNG et M. ROQUES, 1952) sont des ensem-

bles de « formations cristallophylliennes ». *A priori*, on ne sait pas si ce sont des *groupes* au sens stratigraphique : les groupes cristallophylliens n'ont pas de valeur lithostratigraphique.

Linéation : terme très général désignant toutes les structures linéaires que présentent les roches, « a descriptive and nongenetic term for any kind of linear structure within or on a rock (E. CLOOS, 1957) ». CLOOS distingue dix types principaux de linéations :

- *linéations primaires* (roches ignées) :
 - parallèles à la direction principale d'écoulement. 1
 - normale à la direction principale d'écoulement. 2
- *linéations secondaires* :
 - par écoulement :
 - linéation normale à b. 3
 - linéation parallèle à b. 4
 - par rotation autour de b : plissement, flexure, plis d'entraînement, laminage avec étirement selon b. 5
 - par intersection de plan s. 6
 - par glissement sur des plans s :
 - de stratification. 7
 - de schistosité. 8
 - de joints, de failles. 9
 - par croissance de minéraux, dans les « shadows » ou en files. 10

Litage : « alternance répétées de minces couches de minéraux différents » (J. JUNG et M. ROQUES, 1952).

Lithoclases : terme général pour désigner les fractures dans les roches (DAUBRÉE, 1879, p. 351-352, et D. CIZANCOURT, 1947). Les lithoclases se subdivisent en diverses catégories :

- diaclase : fissure à lèvres jointives sans traces de déplacement ;
- paraclase : fissure avec trace de déplacement ;
- anticlase : fissure ouverte, avec ou sans remplissage ;
- polyclase : zone broyée ou disloquée (ensemble de lithoclases) ;

— antiparaclyse devenue béante ;

— para-anticlyse : anticlyse qui a été le siège d'un mouvement.

Meneau (anglais : *mullion*) : terme d'architecture appliqué en géologie par HOLMES (1928), cité par WILSON (1961) pour désigner des formes rappelant « the appearance of the clustered columns which support the arches, or divide the lights of mullioned windows, in Gothic churches ».

Plongement d'une droite (linéation, axe de pli) : angle de cette droite avec le plan horizontal, mesuré de 0° à 90° à partir de l'horizontale.

Schistosité ou clivage schisteux : « débitage en feuillets généralement obliques sur la stratification » (P. FOURMARIER, 1962). C'est la *schistosité* secondaire, typiquement développée dans les schistes ardoisiers, mais d'une manière plus générale « il y a schistosité lorsque, pour une cause quelconque, une roche se débite en feuillets » (J. JUNG, 1963).

Schistosité cristallophyllienne (M. ROQUES, 1941, p. 26) : débit en feuillets des schistes cristallins. C'est « l'orientation des minéraux de néoformation qui donne naissance à la *schistosité cristallophyllienne* ». Il ne faut pas la confondre *a priori* avec la schistosité

au sens de FOURMARIER. Un aspect de l'analyse structurale des séries cristallophylliennes consiste précisément à déterminer les rapports de l'une et de l'autre.

Série : unité de l'échelle chronostratigraphique (synonyme de sous-système) (Commission de Nomenclature du Comité français de Stratigraphie, 1962).

Série cristallophyllienne (P. TERMIER, 1903, J. JUNG et M. ROQUES, 1952) : ensemble de schistes cristallins d'allure stratifiée. Au contraire du mot série employé isolément, cette expression n'a pas de signification chronostratigraphique.

Stries : traces de glissement très fines.

Zone ou zone stratigraphique : « correspondent au domaine d'extension vertical et horizontal d'une ou de plusieurs espèces données » (Commission de Nomenclature du Comité français de stratigraphie, 1962). Les stratigraphes français distinguent la biozone de la chronozone.

Zone d'isométamorphisme : « ensemble de groupes (cristallophylliens) dans lesquels le métamorphisme s'est exercé de la même façon » (J. JUNG et M. ROQUES, 1952, p. 7). Cette expression n'a évidemment pas de signification stratigraphique.

Annexe

Itinéraires géologiques types en Bourbonnais-Auvergne à l'Ouest de la Limagne

I. COUPE NORD-SUD DU MASSIF GRANITIQUE DE TRÉBAN A CELUI DE CHATEAUNEUF

Ce parcours, transverse aux plus grands plis, recoupe successivement l'antiforme de Vernusse, l'antiforme de La Bosse, avec le granite d'Échassières, le microgranite de Pouzol-Servant, le bassin de Menat, la synforme du Pont de Menat et la dislocation de Saint-Pardoux - Sainte-Christine. La ville la plus proche du point de départ de la coupe est Moulins, située à une quarantaine de kilomètres de Tréban.

Documents topographiques :

Carte routière au 1/200 000 dite « carte Michelin », feuilles n^{os} 69 et 73 ;

Carte topographique au 1/50 000, feuilles Montmarault, Gannat, Aigueperse, Saint-Gervais-d'Auvergne.

- (1) A Tréban, prendre la R. D. 129 en direction du Theil. A 2,5 kilomètres environ, prendre le chemin vicinal ordinaire par Lours. Remonter à pied la rive gauche du ruisseau de Tréban : on observe différents faciès d'endomorphisme du granite de Tréban.
- (2) Continuer sur le chemin V. O. : sur la gauche, différentes carrières sont ouvertes dans les granites leucocrates.
- (3) Au carrefour, prendre à droite la R. D. 127, puis la R. D. 129 par le Theil jusqu'à Voussac, rejoindre la R. N. 146 et l'emprunter en direction de l'Ouest jusqu'au ruisseau du Venant : carrières dans les gneiss migmatitiques et le granite type l'Arfeuille. Observer la direction Nord-Est

et le pendage Nord-Ouest qui s'inscrivent dans l'antiforme de Vernusse.

- (4) Rejoindre Blomard par la R. D. 243 et la R. D. 68 et voir au passage, près du ruisseau de l'Etang Ranciat, les gneiss à cordiérite. On peut revoir ces gneiss à cordiérite à Blomard et, sur la route de Vernusse, près du Moulin Marmot.
- (5) Continuer sur la R. D. 68 jusqu'à Vernusse, prendre à droite la R. D. 308 : à 1 kilomètre environ, dans les alentours de Berd, voir le granite de Vernusse. Observer, dans la région des Peurats, des plis qui se situent à la charnière de l'antiforme de Vernusse.
- (6) Rejoindre la R. D. 68 et la reprendre en direction de Bellenaves : près du pont sur la Bouble, carrière dans les embréchites ; présence sporadique de hornblende, boudinage.
- (7) Le front de migmatites se situe environ 500 mètres plus au Sud ; au-delà, on trouve les gneiss à biotite et sillimanite.
- (8) Continuer sur la R. D. 68 jusqu'au ruisseau Bellon : carrière dans les migmatites stratoïdes du Bois Boulard.
- (9) La R. D. 118 jusqu'à Coutansouze donne une coupe qui comporte les termes suivants : gneiss à deux micas et sillimanite, gneiss à deux micas, micaschistes.
- (10) Rejoindre Louroux-de-Bouble par la R.D. 185 : micaschistes et gneiss à deux micas.
- (11) De Louroux-de-Bouble, se rendre au hameau des Bideaux ; là, s'engager à pied dans le chemin des Brûlards : à 200 mètres environ, versant nord du thalweg, gneiss à deux micas avec plis plongeant W.NW et déversés vers le Sud.

- (12) Continuer sur la même route jusqu'au Mazet : micaschistes de la bordure du granite d'Echasnières - les Colettes ; contact avec le granite sur la route du Mazet aux Montmins.
- (13) Près du carrefour de La Bosse : carrières de kaolin, ancienne exploitation de wolframite.
- (14) Nades : chemin rive est de l'étang : micaschistes à staurotide résiduelle.
- (15) Nades : ancienne mine de stibine. Sur la petite route, à 300 mètres environ au Sud de Nades, en direction du hameau de Cambray, on aperçoit les anciens déblais, maintenant boisés, qui forment butte.
- (16) Continuer vers le Sud, sur la même petite route : entre Cambray et le ruisseau de la Gourdonne, contact microgranite-micaschistes avec rebroussement des micaschistes sous-jacents.
- (17) Se rendre à Menat par Servant et la R. D. 18. Bassin éocène de Menat : schistes spongo-diatomitiques à empreintes de plantes.
- (18) Descendre vers le Pont de Menat par la R. N. 143 : migmatites, gneiss à biotite et sillimanite plissotés. Prendre la R. D. 109 en direction de Châteauneuf : coupe transversale du flanc sud de la synforme du Pont de Menat ; des gneiss à sillimanite aux micaschistes.
- (19) Après le virage de Rochocol : lentilles serpentineuses dans des gneiss d'allure localement migmatique.
- (20) 1 500 mètres plus au Sud, on passe aux gneiss à deux micas.
- (21) Environ 500 mètres après le carrefour avec la route de Saint-Rémy-de-Blot, voir les amphibolites des Côtes.
- (22) Peu après le ruisseau des Pacolles, on passe aux micaschistes.
- (23) 600 mètres au Sud de Lisseuil, on retrouve les gneiss de plus en plus laminés lorsque l'on se déplace vers le Sud.
- (24) Au pont de Braynand : tufs rhyolitiques viséens.
- (25) Prendre la R. D. 99 en direction d'Ayat et de Sainte-Christine. Dans la montée vers Ayat, la route se trouve alternativement sur le granite de Châteauneuf - Saint-Gervais et sur les tufs viséens.
- (26) Environ 2,5 kilomètres après Ayat : migmatites laminées de Grandmont.
- (27) 0,5 kilomètre avant Sainte-Christine, carrière abandonnée : granite laminé de la bordure nord

du massif de Châteauneuf-Saint-Gervais. Les migmatites et le granite laminés marquent la dislocation de Saint-Pardoux Sainte Christine.

II. COUPE E.SE-W.NW, DE LA LIMAGNE AU SILLON HOULLER

Ce parcours offre à la fois une coupe en long des plis de la phase tectonique majeure et une coupe transverse aux structures plus récentes. Il recoupe successivement de horst de Jenzat, le bassin d'Ebreuil, la synforme de Saint-Gal, le massif de Pouzol Servant, la synforme du Pont de Menat et le Sillon houiller. Le point de départ est Gannat.

Documents topographiques :

Carte routière au 1/200 000 dite « carte Michelin », feuille n° 73 ;

Carte topographique au 1/50 000, feuilles Gannat et Montaigut-en-Combrailles.

- (1) Prendre la R. D. 132 en direction de Saint-Pierre - Saint-Agoulin. Dès la sortie des faubourgs de Gannat, carrières sur la rive droite du ruisseau de l'Andelot : granite de Champs.
- (2) Faire demi-tour et rejoindre la R. N. 698 que l'on prend en direction d'Ebreuil ; s'arrêter 500 mètres environ après le carrefour de la route de Champs : cornéennes à andalousite en contrebas de la route.
- (3) 600 mètres plus loin, prendre à droite vers Bègues ; là, prendre la R. D. 216, en direction de Mazerier : calcaire stampien supérieur de Bègues.
- (4) 500 mètres à l'Ouest de l'Anglare, près de Mazerier : granite à nodules de tourmaline.
- (5) Prendre la R. D. 37, s'arrêter à la carrière de Neuviel située à 1 500 mètres environ après le viaduc : migmatites rubanées à chlorite, serpentine, plis couchés, etc.
- (6) Les gorges de la Sioule permettent d'observer la variation de pente de la foliation et un anticlinal transverse aux plis de la carrière de Neuviel. Au viaduc de Rouzat : gneiss à deux micas.
- (7) A Saint-Bonnet-de-Rochefort, prendre à gauche la R. D. 35 en direction d'Ebreuil. S'arrêter à 2,7 kilomètres environ de Rochefort, prendre un

petit chemin qui descend vers la Sioule : carrière dans les roches laminées du « groupe de Rochefort ».

- (8) A Ebreuil, prendre la R. N. 715 en direction du Pont de Menat. A Perauclos, s'engager à droite sur le petit chemin qui monte sur le plateau : gneiss à biotite et grenat, failles antithétiques du flanc nord de la synforme de Saint-Gal.
- (9) 200 mètres avant le pont de Saint-Gal : plis en escaliers.
- (10) 1 500 mètres plus loin : filon-couche de microgranite.
- (11) S'engager à droite sur la route de Chouvigny : carrière immédiatement avant le château, gneiss à deux micas avec plis intrafoliaux. La coupe offerte un peu plus loin par cette route permet d'observer les micaschistes affectés de plusieurs failles en plateaux et, à la sortie nord de Chouvigny, à l'entrée d'un petit chemin sur la gauche, le contact micaschistes-microgranite.
- (12) Revenir sur la route des gorges de la Sioule et voir en contrebas du village de Chouvigny une belle faille en plateau dans les micaschistes et le contact avec le microgranite.
- (13) 300 mètres au-delà : carrière de microgranite, enclaves, filon de diabase. Puis, en longeant les gorges : coupe du massif de Pouzol-Servant.
- (14) 800 mètres avant le Pont de Menat : contact ouest du massif, faille bordière, déformations mineures dans les gneiss refoulés par la montée du granite.
- (15) Au pont de Menat, prendre à droite la R. N. 143, puis à la Boule la R. N. 687, à droite également, pour se rendre à Saugère par la Lubièrre. A Saugère : grenatites à disthène.
- (16) Faire demi-tour, reprendre la R. N. 687, puis au carrefour des Bertons emprunter la R. D. 92 vers Moureuille. 1 500 mètres à l'Ouest de Moureuille, à droite de la route, carrière abandonnée, en creux : cipolin.
- (17) Continuer sur la même route jusqu'à la rivière Bouble : là, sur la rive droite, à l'Ouest du hameau de Peubras, s'engager vers le Nord sur un chemin et à 200 mètres environ sur la droite, rochers d'accès un peu difficile (végétation) : gneiss à microplis isoclinaux d'axes subverticaux.
- (18) 500 mètres avant la Vernade, accès relativement facile à pied aux anciennes exploitations de charbon en découverte (pour un itinéraire détaillé, voir J. GROLIER, 2^e thèse, annexes).

- (19) A l'Ouest de Saint-Eloy, la R. N. 143 et la carrière, visible de cette route, située un peu au Nord auprès d'une petite retenue d'eau, offre une bonne coupe des schistes cristallins entre le granite de Montmarault et le Sillon houiller.
- (20) Traversée du Sillon houiller par la R. N. 143, faille du cimetière, bordure est du Sillon houiller.

III. ITINÉRAIRE DANS LE BASSIN D'EBREUIL ET DANS LE CRISTALLIN AU NORD DE CE BASSIN

(d'après les travaux de J. ANDRÉ 1951,
pour le Sédimentaire)

Ce parcours permet l'examen des formations oligocènes et pliocènes ainsi que l'étude du Cristallin au Nord du bassin d'Ebreuil et au voisinage de la Limagne. Il traverse successivement : le bassin d'Ebreuil, le massif granitique de Chantelle et ses bordures, le groupe cristallophyllien de Breuilly-Cesset. Le point de départ est Ebreuil.

Documents topographiques .

Carte routière au 1/200 000 dite « carte Michelin » : feuilles n^{os} 69 et 73 ;

Carte topographique au 1/50 000 : feuilles de Gannat, Montmarault et Saint-Pourçain.

- (1) A l'Ouest d'Ebreuil, prendre le chemin qui contourne le château de la Grave par le Sud : formation rouge de base du bassin d'Ebreuil, cailloutis, argiles sableuses, rognons ferrugineux (Sidérolithique remanié).
- (2) Remonter vers le Nord, jusqu'à Chavagnat ; on observe successivement au-dessus de la formation de base, d'après J. ANDRÉ (1951, p. 16) :
 - sables fins quartzeux ;
 - couche à galets de quartz et de micaschistes ;
 - banc calcaire de 45 centimètres à dragées de quartz ;
 - banc calcaire plus fin : même puissance ;
 - alternance de sables fins, de calcaire sableux et de marnes.

Cet ensemble se rattache au « niveau à *Potamides* » défini par ANDRÉ.

- (3) Continuer vers Puy Vacher : carrière de calcaire à *Helix ramondi*.
- (4) Au Mas Vodot, au Sud de Vicq : lumachelle à Cyrènes.
- (5) De Vicq, se rendre à la butte de Marléon (cote 392), près de Naves : on y observe les marnes à Cypris, coupées de quelques bancs de sables fins et d'argile avec, près du sommet et sur le flanc nord, un calcaire bitumineux. On voit également sur cette butte des phénomènes de solifluxion et d'éolisation.
- (6) Au Nord de la butte de Marléon, la butte de Perrou entre Charroux et Taxat montre le calcaire stampien supérieur affecté de sortes de lapiazures (calcaire troué) qui, selon ANDRÉ, seraient dues à l'action d'un lichen.
- (7) La R. D. 183 et la R. D. 42 mènent à Chantelle ; prendre la R. N. 687 en direction de Saint-Pourçain : sitôt passée la Bouble, au pont des Eaux Salées, remonter la rivière sur la rive gauche, puis sur la rive droite (gué) jusqu'à hauteur du moulin : bons affleurements du granite de Chantelle. On peut voir aussi ce granite dans la petite carrière au carrefour de la route de Deneuille, mais il est moins frais.
- (8) Sur le plateau de Deneuille, cailloutis pliocènes.
- (9) Reprendre la R. N. 687, puis emprunter la R. D. 115 pour se rendre à la carrière abandonnée située entre Cesset et Breuilly : pli isoclinal couché vers le Sud, roches à grenat et chlorite du groupe de Breuilly-Cesset.
- (10) A Bransat, localité située un peu au Nord : carrière dans les gneiss migmatitiques.

Liste des figures

1. Situation géographique de la région étudiée.
2. *Fac-similé* de la carte orohydrographique (feuille Moulins au 1/200 000, Institut Géographique National) avec, en surcharge, les noms des principaux cours d'eau.
3. Les principales unités géologiques.
4. Micaschistes à chlorite.
5. Micaschiste, type argenté.
6. Files sinueuses d'inclusion dans un grenat. Micaschistes à staurotide et grenat.
7. Staurotide avec files d'inclusions sinueuses. Micaschistes à staurotide.
8. Staurotide résiduelle dans un amas sériciteux.
9. Staurotide résiduelle dans des amas sériciteux.
10. Grenat éclaté et altéré, à la charnière d'un micropli.
11. Grenat dans micaschiste.
12. Micaschiste, coupe parallèle à la linéation.
13. Micaschiste, coupe perpendiculaire à la linéation.
14. Micropli intrafolial. Micaschiste.
15. Micropli. Micaschiste.
16. Micaschiste à biotites transverses par rapport à la foliation.
17. *Id.* Biotite seconde, légèrement déformée.
18. *Id.* Disposition schématique des biotites dans la roche.
19. Charnière dans un gneiss à deux micas laminé et microplissé.
20. *Id.*
21. Double orientation de la biotite à la charnière d'un gneiss à deux micas.
22. Relations biotite de litage-biotite de plan axial. Gneiss à deux micas.
23. Sillimanite en « pelote ». Gneiss à deux micas et sillimanite.
24. Nodules de riébeckite et mordénite.
25. Amphibolite des Côtes. Type à grain fin.
26. *Id.* Type à gros grain.
27. Répartition des gîtes de gneiss à grenats dans la zone des gneiss à biotite et sillimanite de la synforme de Saint-Gal.
28. Gneiss à biotite, sillimanite et grenat.
29. Gneiss hypersillimanitiques.
30. Schéma de la carrière de cipolin de la Chaume des Veaux.
31. Serpentine du Château-Rocher.
32. « Rognon » de serpentine des gneiss de Saint-Éloy. Ecorce fibroradiée.
33. *Id.* Zone médullaire à structure réticulée.
34. Grenatite à disthène de Saugère.
35. *Id.*
36. *Id.* Coexistence de la sillimanite et du disthène.
37. *Id.* Zonalité grenat-biotite-sillimanite.
38. Migmatite à cordiérite, type granitoïde.
39. Migmatite à cordiérite, type gneiss.
40. Leptynite de l'Arfeuille, structure à plagioclase subautomorphe.
41. Migmatites leptyniques.
42. Migmatites à hornblende.
43. Hornblende diablastique dans les migmatites à hornblende.
44. Migmatites du Boulard.
45. Migmatites du Pont-de-Menat.
46. *Id.*, type leptynique à grenat.
47. Teneurs en oligo-éléments dans la série cristallophyllienne de la Sioule, d'après les données de C. BARRAU.
48. Représentation schématique de quelques associations du groupe de Breuilly-Cesset.
49. Faciès dioritique d'endomorphisme de Tréban.
50. Granite de Chantelle.
51. Granite de l'Arfeuille.
52. Granite de Vernusse.
53. Contact des micaschistes et du microgranite à Cambray.
54. Schéma du contact à la sortie nord de Chouvigny.
55. Représentation schématique d'une des failles de Chouvigny.
56. Coupe de détail. Bussière.
57. Schéma des relations du massif de Pouzol-Servant avec les schistes cristallins voisins.
58. Diagramme des lithoclasses et diagramme de foliations des enclaves. Massif de Pouzol-Servant.
59. Microgranite de Pouzol-Servant.
60. Granite de Sainte-Christine.
61. Cornéenne de Chassignat.
62. Gisement du filon de granophyre tacheté du Poux.
63. Cornéenne à pyroxène de Villemorie.
64. Biotite en nids. Tufs rhyolitiques.
65. Cornéenne à andalousite de Chiroux.
66. Diagramme des lithoclasses.
67. Failles : dessins d'affleurements.
68. Obliquité foliation-stratifications, au Nord de Bellevaux.

69. Obliquité foliation-stratification, près du Grand Châtel.
70. Un schéma des relations possibles entre les isogrades, la foliation et la stratification.
71. Diagramme des foliations.
72. *Id.* (suite).
73. Diagramme des linéations.
74. Boudinage.
75. Plis-flexures et plis-failles.
76. Plis isoclinaux.
77. Plis en chevrons.
78. Micropli polyclinal.
79. Autres plis.
80. Diagrammes des microplis.
81. Schéma de la disposition des microplis dans la synforme de Saint-Gal.
82. Schéma de construction de la coupe transverse.
83. Associations minérales observées dans les différentes zones de métamorphisme pour les roches de la séquence pélitique.
84. Paramètres de JUNG et BROUSSE pour quelques roches de la région.
85. Influence possible de la vitesse d'enfouissement sur la gradation du métamorphisme.
86. Apparence d'une disposition inverse, par obliquité des isogrades sur la foliation.
87. *Id.*, variante.
88. Tectonique en « blague à tabac ».
89. Mécanisme possible de renversement, selon J. LA-MEYRE.
90. Inversion par glissement à la manière d'un jeu de carte.
91. Forme schématique des isogrades dans l'Ouest du New Hampshire, d'après C.-A. CHAPMAN.
92. Coupe de Kejser Franz-Joseph FJORD, Groenland. Migmatites et zones de métamorphisme régional.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

FIGURE I. — *Disposition des micas en lattes entrecroisées à la charnière d'un micropli ; gneiss à deux micas et sillimanite, 1200 m au Nord-Est de Coutansonze. X. 25,2.*

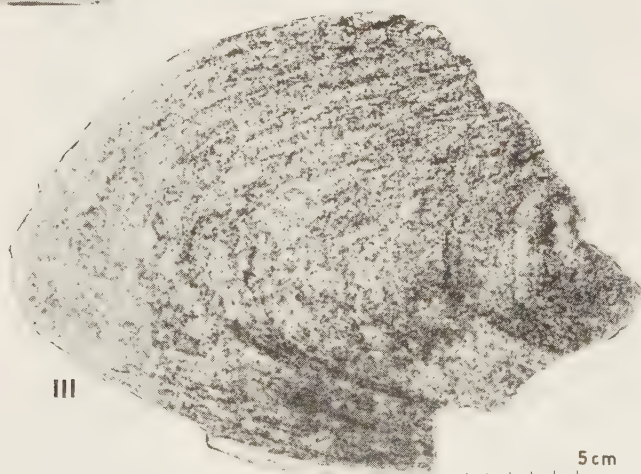
FIGURES II et III. — *Plis intrafoliaux des gneiss de la carrière de Chouvigny.*



I



II



III

5 cm

FIGURE IV a. — *Foliation conforme jusque dans les charnières, 200 m au Nord-Est de Machal, près de Pouzol.*

FIGURE IV b. — *Echantillon présentant simultanément une foliation conforme et une foliation oblique par rapport au litage. Vallée de la Sioule, 1 km en aval de Lisseuil.*

FIGURE IV c. — *Pli intrafolial dans les gneiss à deux micas et sillimanite, 200 m au Sud-Est de Balady, près de Bellenaves.*

FIGURE IV d. — *Gneiss microplissé à deux micas et sillimanite, 500 m à l'W.SW de Bellenaves.*

FIGURE IV e. — *Id.*

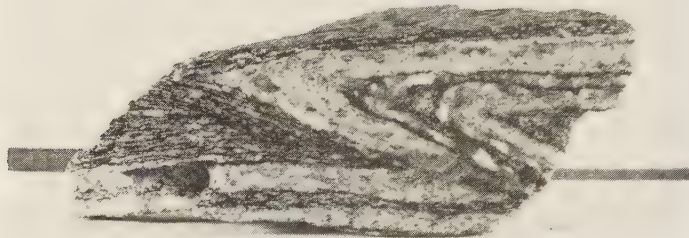


IV a



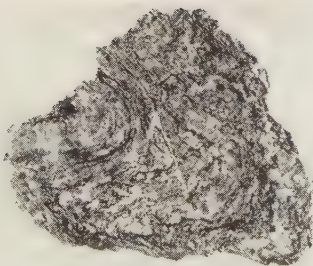
10 cm

IV b



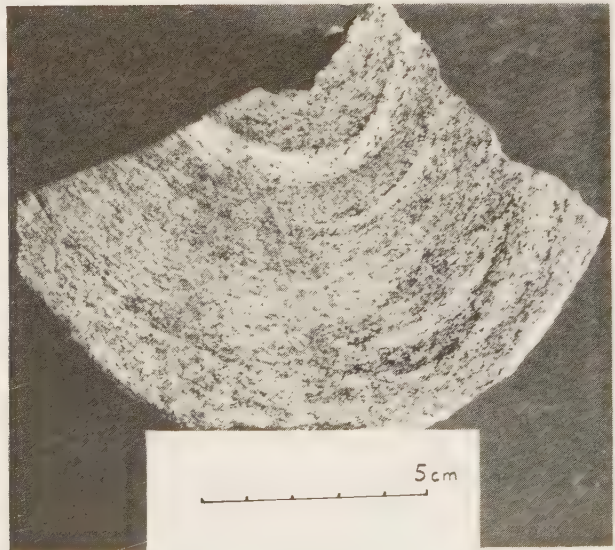
10 cm

IV c



5 cm

IV d



5 cm

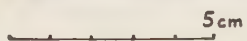
IV e

FIGURE V a. — *Serpentine de Pranoix :*
phénomènes de boudinage. Echantillon.

FIGURE V b. — *Serpentine de Pranoix :*
phénomènes de boudinage. Lamé mince. X 20,1.

FIGURES VI a et VI b. — *Faciès de migmatites observés un peu*
en avant du front des migmatites,
lisières sud du Boismal, près Louroux-
de-Bouble.

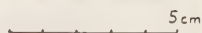
FIGURE VII. — *Serpentine plissotée*
(Saugère - le Moulin des Bois).



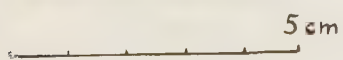
V a



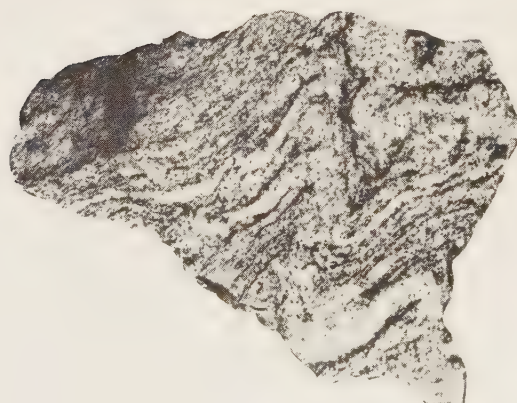
V b



VI a



VII



VI b

FIGURE VIII. — *Rognon de serpentine de gneiss à biotite et sillimanite de Saint-Éloy-les-Mines (houillères du bassin d'Auvergne, bordure est du Sillon houiller). X 0,5 environ.*

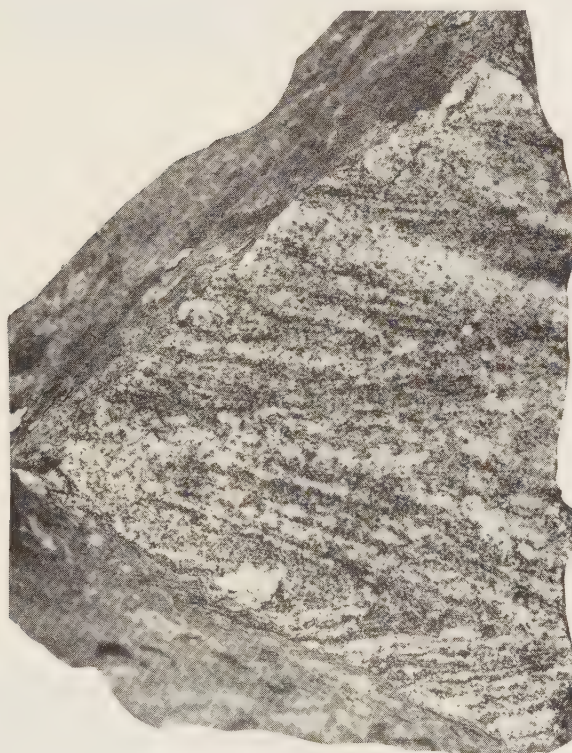
FIGURE IX a. — *Faciès microplissé dans les migmatites (rive gauche de la Bouble, Banassat, près de Chirat-l'Eglise). X 1.*

FIGURE IX b. — *Faciès microplissé dans les migmatites (rive gauche de la Bouble, 500 m en amont de Banassat). X 0,5 environ.*

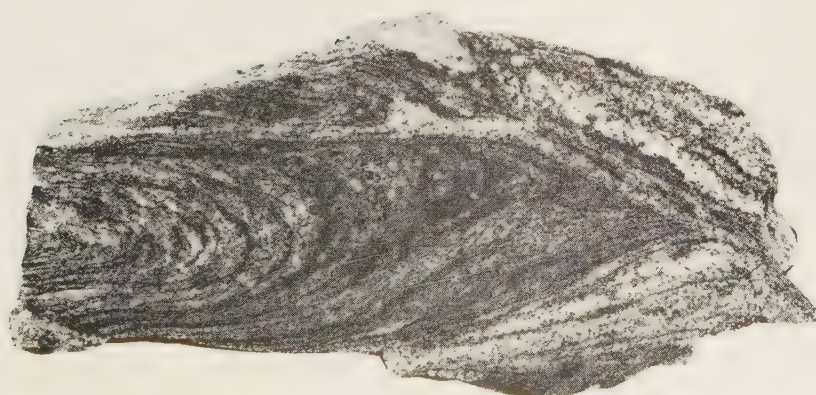
VIII



IX a



IX b



MIGMATITES RUBANÉES A CHLORITE
DE LA CARRIÈRE DE NEUVIAL

FIGURE X a. — *Vue de la partie est du front de taille :
on observe un pli en S.*

FIGURE X b. — *Id., détail : vue transverse
par rapport aux axes des microplis.*

FIGURE X c. — *Id., détail : vue oblique
par rapport aux axes des microplis.*

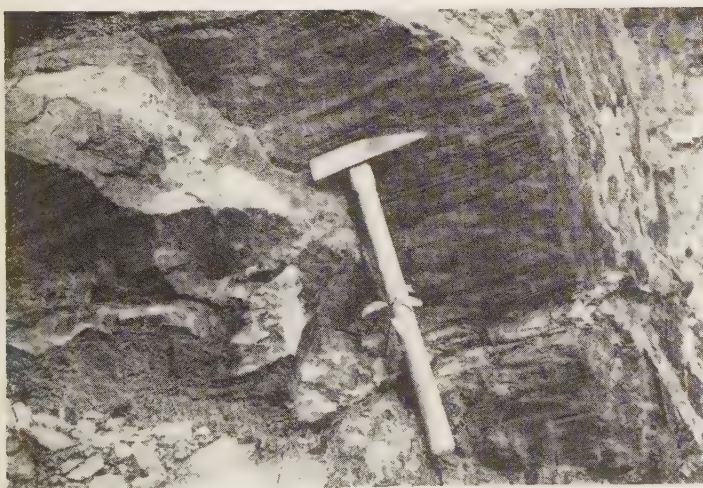
FIGURE X d. — *Echantillon : charnière d'un petit pli.*



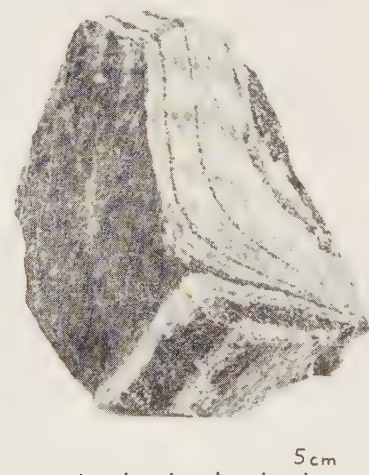
X a



X b



X c



X d

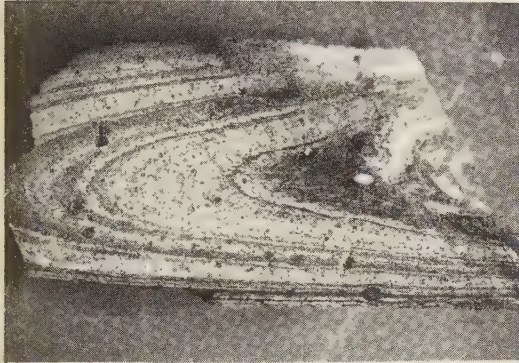
FIGURE XI a. — *Carrière de Breuilly-Cesset.*
Charnière d'un pli isoclinal.

FIGURE XI b. — *Carrière de Breuilly-Cesset.*
Lentilles de serpentine très altérée.

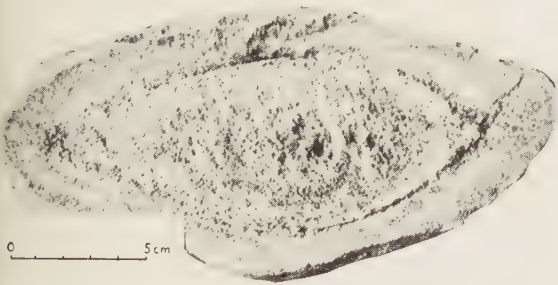
FIGURE XII. — *Différents types de structures de roches laminées*
du groupe de Rochefort ; évolution d'un type
cloisonné vers un type mylonitique. X 24.

FIGURE XIII a. — *Faïlle subhorizontale dans les micaschistes*
au voisinage du massif microgranitique de
Pouzol-Servant ; le microgranite affleure à
une dizaine de mètres à l'Ouest de cet
affleurement.

FIGURE XIII b. — *Petit pli-faïlle dans les gneiss situés au voi-*
sinage du massif Pouzol-Servant et à l'Ouest
(Pont de Menat, sous le convoyeur de
charbon).



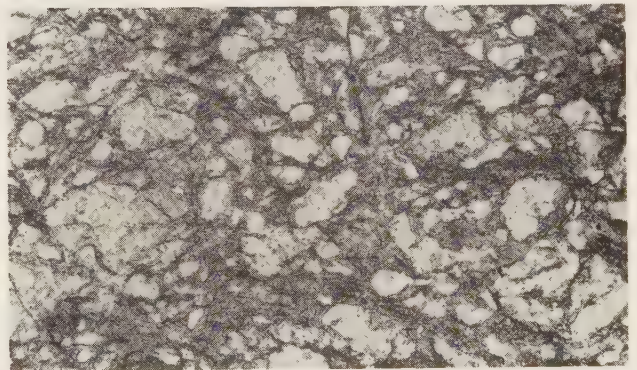
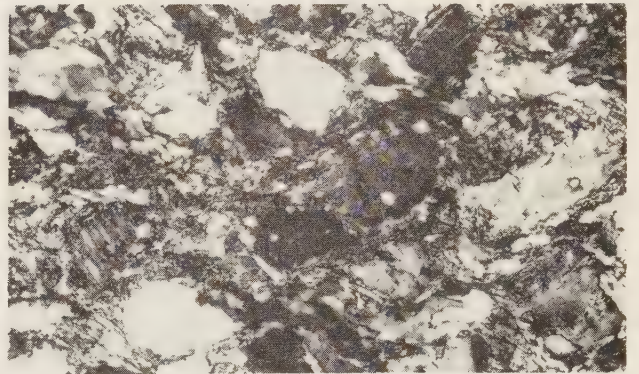
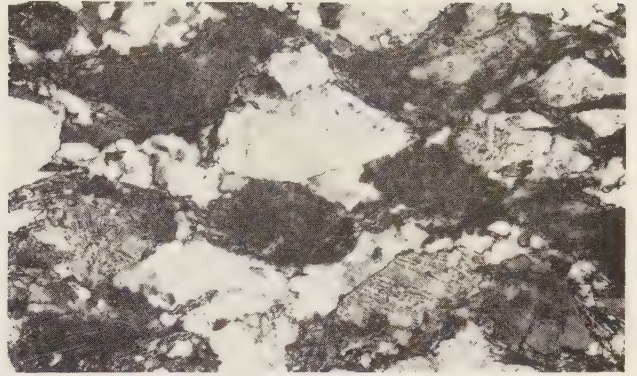
XI a



XI b



XIII a



XII



XIII b

FIGURE XIV. — *Granite à nodules de tourmaline
entre Saint-Rémy et le ruisseau des Pacolles).*

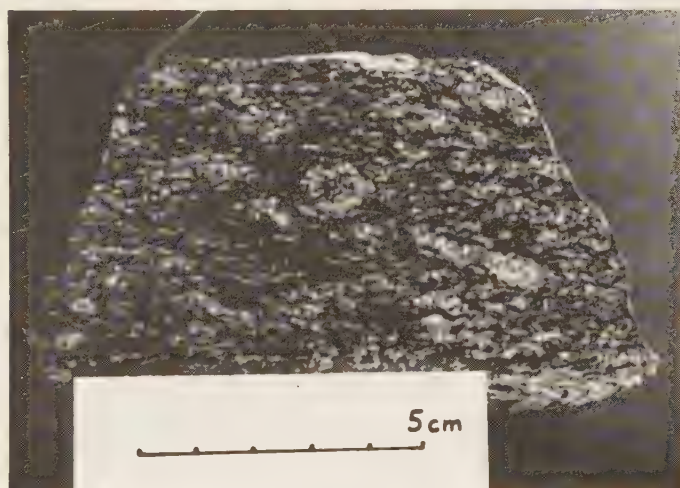
FIGURE XV. — *Meneaux (route Pont de Menat - Châteauneuf,
(l'Anglare, près de Gannat).*

FIGURE XVI a. — *Gneiss à deux micas à microplis isoclinaux
(route Bellenaves - Montmarault, 300 m au
Sud du ruisseau Bellon).*

FIGURE XVI b. — *Id., détail.*



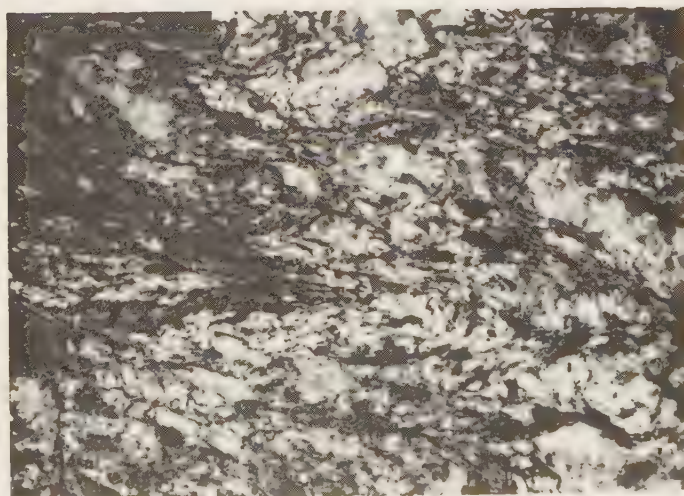
XIV



XVI a



XV



XVI b

PETIT PLIS ET MICROPLIS EN CHEVRONS

FIGURE XVII a. — *Microplis en « cascades » ou en « chevrons inclinés ».* Ici, au flanc nord de la synforme de Saint-Gal, les plans axiaux sont inclinés vers le Nord (rive gauche de la Sioule, en face de Saint-Gal).

FIGURE XVIII b. — *Gneiss microplissé (route Lalizolle-Vicq, environ 2,8 km à l'Ouest de Sussat).*

FIGURE XVII c. — *Id., détail.*

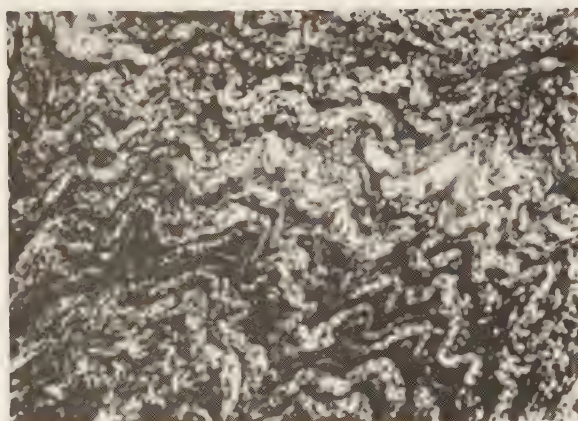
FIGURE XVIII. — *Microplis. Le Pont de Menat, route d'Ébreuil. Gneiss à biotite et sillimanite au voisinage du front des migmatites. La foliation est ici rigoureusement conforme au litage. On note, en outre, sur la droite, un filon pegmatique vertical.*



XVII a



XVII b



XVII c



XVIII

Liste des cartes hors texte

Coupe normale aux axes entre le Massif de Saint-Gervais et le Massif de Tréban (*dépliant*).

Carte des lithoclasses entre le Sillon houiller et la Limagne (*en pochette*).

Carte structurale entre le Sillon houiller et la Limagne (*en pochette*).

Carte des microplis et des linéations entre le Sillon houiller et la Limagne (*en pochette*).

Carte des foliations entre le Sillon houiller et la Limagne (*en pochette*).

Carte géologique de l'Auvergne et du Bourbonnais entre le Sillon houiller et la Limagne (*en pochette*).

Coupes sériées verticales entre le Sillon houiller et la Limagne (*en pochette*).

Table des matières

	Pages.
Avant-propos.	III

CHAPITRE PREMIER.

INTRODUCTION.

I. Introduction géographique et morphologique.....	1
1. Localisation géographique	1
2. Géomorphologie	1
a) Relief.	1
b) Le réseau hydrographique, son interprétation géologique.	2
3. Autres éléments du paysage et du sol.....	5
a) Bois et forêts	5
b) Sols.	5
c) Voies de communication	6
II. Historique des travaux antérieurs	6
1. Les débuts de la géologie régionale.....	6
2. Les travaux de MICHEL-LÉVY, DE LAUNAY, GLANGEAUD.	6
3. Polémique sur les tufs anthracifères.....	7
4. Les études récentes	8
III. Problèmes posés	10
IV. Méthode de travail.....	10
1. Documents topographiques. Photogéologie.....	10
2. L'observation des affleurements et les mesures.	11
3. La mise en œuvre des notes au laboratoire.....	12
V. Les principales unités géologiques	12
1. Introduction.	12
2. Le massif granitique de Tréban.....	12
3. L'antiforme de Vernusse	12
4. L'unité de Fleuriel	14
5. Le massif granitique de Chantelle.....	14
6. L'antiforme de La Bosse	14
7. Le massif granitique d'Échassières-les Colettes.	14
8. La symforme du Pont de Menat.....	14
9. Le massif microgranitique de Pouzol-Servant..	14
10. La synforme de Saint-Gal.....	14

	Pages
11. Le bassin d'Ébreuil	14
12. Le horst de Jenzat et le massif granitique de Champs.	14

CHAPITRE II.

LE SOCLE : ZONÉOGRAPHIE ET PÉTROGRAPHIE DE LA SÉRIE CRISTALLOPHYLLIENNE DE LA SIOULE.

I. Introduction.	15
1. Définition de la série cristallophyllienne de la Sioule.	15
2. Cartographie des zones de métamorphisme de la série de la Sioule	16
3. Plan de l'étude	16
II. La zone des micaschistes	16
1. Extension.	16
2. Pétrographie.	16
III. La zone des gneiss à deux micas	22
1. Extension.	22
2. Pétrographie.	23
a) Les faciès pétrographiques. Leur répartition.	23
b) Les faciès pétrographiques. Description.....	23
α. Les gneiss à deux micas.....	23
β. Les gneiss à deux micas et sillimanite.....	25
γ. Leptynites.	25
δ. L'amphibolite et la serpentine de Pranoix..	26
ε. L'amphibolite des Côtes.....	27
ζ. Divers.	27
IV. La zone des gneiss à biotite et sillimanite.....	27
1. Extension.	27
2. Pétrographie.	28
a) Les faciès pétrographiques. Leur répartition.	28
b) Les faciès pétrographiques. Description.....	28
α. Les gneiss à biotite et sillimanite	28
β. Les gneiss à biotite, sillimanite et grenats..	29
γ. Les gneiss hypersillimanitiques	30
δ. Les calcaires métamorphiques	30

	Pages.
ε. Les amphibolites, pyroxénites et serpentines.	33
ζ. Les grenatites à disthène.	35
η. Les quartzites et les leptynites	37
V. Les migmatites	38
1. Extension.	38
2. Pétrographie.	38
a) Les faciès pétrographiques. Leur répartition.	38
b) Les faciès pétrographiques. Description.	39
α. Remarque préliminaire	39
β. Les migmatites à cordiérite	39
γ. Les migmatites sans cordiérite :	
Embréchites leptyniques	40
Gneiss de Cornassat	41
Embéchites à hornblende	41
δ. Déformations mineures	42
ε. Les migmatites stratoïdes du Boulard.	42
ζ. Les migmatites leptyniques de la synforme du Pont de Menat	42
η. Les migmatites dans le horst de Jenzat, les migmatites à chlorite de la carrière de Neuvial.	43
θ. Les migmatites et les gneiss en enclaves dans le granite de Champs et à son voisinage.	44
ι. Les migmatites laminées de La Boge.	44
κ. Les migmatites laminées de Grandmont.	45
VI. Complément à l'étude pétrographique du groupe cristallophyllien de la Sioule : les oligo-éléments.	45

CHAPITRE III.

LES GROUPES CRISTALLOPHYLLIENS DE BREUILLY-CESSSET ET DE ROCHEFORT.

I. Le groupe de Breuilly-Cesset.	49
1. Définition et extension.	49
2. Pétrographie.	49
3. Signification géologique	51
II. Le groupe de Rochefort	51
1. Définition et extension.	51
2. Pétrographie.	51
3. Signification géologique	51

CHAPITRE IV.

LE SOCLE : LES GRANITES.

I. Les massifs de Tréban.	53
1. Le granite de Tréban-Banoire	53
2. Les granites leucocrates	54
3. Les faciès d'endomorphisme	54

II. Le massif de Chantelle	54
III. Les granites de type l'Arfeuille	56
IV. Le massif de Vernusse	56
V. Le massif d'Échassières	56
1. Gisement.	57
2. Pétrographie.	57
a) Granite à gros grain ou « granulite des Colettes »	57
b) Granite microgrenu	57
c) Composition chimique	58
d) Granite hololeucocrate à grain fin ou « granulite de Beauvoir »	58
e) La kaolinisation	58
f) Evolution pétrogénétique	58
3. Le métamorphisme de contact	59
VI. Le massif de Pouzol-Servant	60
1. Gisement.	60
2. Architecture interne	63
3. Pétrographie.	64
4. Conclusions sur le massif de Pouzol-Servant.	65
VII. Le granite de Sainte Christine	66
VIII. Le massif de Champs-Valmort	66
1. Le granite de Champs-Valmort	66
2. Le granite à tourmaline de l'Anglare.	66
3. Métamorphisme au contact du granite de Champs.	68
IX. Conclusions à l'étude des granites.	68

CHAPITRE V.

LE SOCLE : DYKES ET FILONS.

I. Les microgranites	71
1. Différents types pétrographiques	71
2. Métamorphisme de contact	72
II. Les lamprophyres	72
III. Les diabases	73
IV. Les basaltes	73
V. Les filons de quartz et les minéralisations.	75

CHAPITRE VI.

LA COUVERTURE.

I. La couverture paléozoïque	77
1. Les tufs viséens	77

	Pages.
2. Les schistes noirs tachetés	79
3. Un lambeau énigmatique : les schistes de Gan- nat.	80
4. Les formations stéphaniennes	80
II. La couverture récente : Éocène, Oligocène, Plio- cène et Pléistocène	80
1. Éocène : le bassin de Menat et la formation sidérolithique.	81
a) Le bassin de Menat.	81
b) La formation sidérolithique	81
c) Synchronisme et relations génétiques du Sidé- rolithique et des spongo-diatomites de Menat.	81
2. Oligocène du bassin d'Ébreuil	82
3. Pliocène-Pléistocène.	82

CHAPITRE VII.

TECTONIQUE.

I. Introduction.	83
II. Tectonique cassante : les lithoclases	83
1. Les failles :	
a) Leur orientation	83
b) Nomenclature des principales failles	84
2. Les paraclases	85
3. Les anticlases.	85
4. Les diaclases	87
5. Surimposition, horst, graben, zones d'extension. Sens des mouvements. Essai d'une chronologie.	87
III. La dislocation de Saint-Pardoux-Sainte-Chris- tine, son tracé, sa signification géologique.	88
IV. La foliation.	89
1. Sa signification	89
2. Son orientation	93
V. Les structures et déformations mineures	93
1. Linéations, meneaux, boudins	94
a) Les linéations	94
b) Les meneaux	95
c) Le boudinage	95
2. Les microplis	99
a) Plis flexures et plis-failles	99
b) Plis isoclinaux	99
c) Plis en chevrons	99
d) Plis conjugués	99
e) Plis à charnières rondes	99
f) Plis polyclinaux ou « en fibres »	100
g) Plis symmigmatiques	100
h) Plis superposés	100
i) Autres plis	100
j) Rappel des types de plis rencontrés dans les principaux faciès pétrographiques	100
3. Répartition des microplis. Orientation de leurs axes et des linéations b	100

	Pages.
VI. Coupes	104
1. Directions axiales dans les différentes unités. Choix des directions de coupes	104
2. Description et commentaire des coupes.	104
a) Coupes en long	104
b) Coupe transverse	105

CHAPITRE VIII.

CONCLUSIONS DE L'ÉTUDE RÉGIONALE.

I. L'âge de la série de la Sioule	107
II. Le cadre structural, comparaison avec d'autres régions.	110
III. Corrélations et synthèse, le métamorphisme bour- bonnais.	111

CHAPITRE IX.

LE PROBLÈME DES SÉRIES CRISTALLOPHYLLIENNES INVERSES.

I. Introduction.	115
II. Relations stratigraphie-zonéographie dans les sé- ries cristallophylliennes	116
III. Recherche d'une explication thermodynamique et chimico-cinétique de l'inversion des zones de métamorphisme.	116
1. Rôle de la température dans le métamorphisme général.	116
2. Rôle de la pression	118
3. Rôle du temps	118
IV. Schémas géométriques	119
1. Apparence d'une disposition inverse	119
2. Renversement.	120
3. Glissement à la manière d'un jeu de cartes.	121
4. Irrégularités dans la forme des isogrades	121
V. Une explication géologique : le polymétamor- phisme cause de l'inversion locale des zones.	122
VI. Autres exemples de séries cristallophylliennes inverses.	122
Bibliographie.	126
Liste des cartes géologiques consultées.	132
Glossaire.	133
Annexe : itinéraires géologiques types en Bour- bonnais-Auvergne à l'ouest de la Limagne.	135
I. Coupe nord-sud du massif granitique de Tréban à celui de Châteauneuf	135
II. Coupe E.S.E.-W.N.W de la Limagne au Sillon houiller.	136
III. Itinéraire dans le bassin d'Ébreuil et dans le Cristallin au Nord de ce bassin.	137
Liste des figures	139
Planches photographiques	141
Liste des cartes hors-texte.	159
Table des matières	161

